GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN DER VARISTISCHEN MAGMATITE DES VORDEREN BAYERISCHEN WALDES

Michael Olbrich

GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN DER VARISTISCHEN MAGMATITE DES VORDEREN BAYERISCHEN WALDES

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

im

Fachbereich Geowissenschaften

der

LUDWIG - MAXIMILIANS - UNIVERSITÄT

MÜNCHEN

vorgelegt von

MICHAEL OLBRICH

München, August 1985

1. BERICHTERSTATTER: Prof.Dr. G. Propach

2. BERICHTERSTATTER: Prof.Dr. D.D. Klemm

TAG DER MÖNDLICHEN PRÜFUNG: 23.07.1986

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1979 bis 1983.

Ich möchte an dieser Stelle zuerst Herrn Professor Dr. G. PROPACH für das Vertrauen, das er mir mit der Übertragung dieser komplexen Arbeit erwiesen hat, danken.
Herrn Professor Dr. G. HUCKENHOLZ danke ich für die Erlaubnis der uneingeschränkten Benutzung der Institutseinrichtungen, sowie für fruchtbare Diskussionen über petrologische Problemstellungen.
Herr Professor Dr. D. D. KLEMM und Herr Professor Dr. K. WEBER-DIEFENBACH gestatteten freundlicher Weise die Benutzung der Röntgenfloureszenzanlage im Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie.
Herrn Dr. W. KOLLER von der Universität Wien gilt mein Dank für die freundliche übersendung der neuesten chemischen Analysen der Magmatite des Waldviertels.
Darüberhinaus gilt mein Dank all jenen Kollegen und Institutsangehörigen, die in freundlicher und produktiver Weise bei der Fertigstellung der Arbeit mitgewirkt haben.
Zuletzt möchte ich dem Gremium der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken, welches über Herrn Professor Dr. G. PROPACH diese Arbeit über einen Zeitraum von 36 Monaten gefördert hat.

Zusammenfassung

Um einen genaueren Einblick in das magmatitische Geschehen im Vorderen Bayerischen Wald zu bekommen, wurden die Intrusivgesteine dieses ca. 5000 km² großen Gebietes im Osten Bayerns, möglichst flächendeckend beprobt. Die große Anzahl der Gesteinsproben (mehr als 240), sowie die (teilweise) geographisch getrennte Lage der 22 Intrusiva, bedingte, aus Gründen einer besseren Übersichtlichkeit, in diesem Falle eine subjektive Einteilung nach geographischen Erwägungen. Resultierend daraus war eine Trennung in vier Gebiete, die einzeln beschrieben, aber gemeinsam diskutiert werden.
Es sind dies von Westen nach Osten:

1) Die Intrusiva des Regensburger Waldes
2) Das Intrusivgebiet von Sattelpeilnstein, Flasergranit und die Granite von Lalling und Metten
3) Das Fürstensteiner Intrusivgebiet
4) Die Intrusiva des Passauer Waldes.

Die Gesteinsproben wurden petrographisch, geochemisch untersucht. Die Auswertung der Ergebnisse erfolgte unter Berücksichtigung von petrologischen Aspekten (System Ab-An-Or-Qz-H_2O).
Es stellte sich bei diesen Untersuchungen heraus, daß es geochemische, petrologische und auch petrographische Übereinstimmungen zwischen den früh intrudierten Dioriten und den altersmäßig nicht stark differierenden "älteren" Graniten gibt. Neben linearen Beziehungen in Variationsdiagrammen sind dies eine gemeinsame Lage ihrer Projektionspunkte im Plagioklasvolumen des

Granitsystems und in Mineralbestandsähnlichkeiten der Plagioklase (Plagioklase mit Rekurrenzen). Die später intrudierten Magmatite (= jüngere Granite) liegen, mit Ausnahme der Passauer Wald Intrusiva, im Phasenvolumen des Alkalifeldspates. Diese sind zumeist auch deutlich höher differenziert. Eine Entstehung aus den älteren Graniten durch Differentiation ist aus petrologischen Überlegungen nicht möglich. Als ein mögliches genetisches Modell wird über Mischungsverhältnisse von dioritischem und hochdifferenziertem granitischem "Material" versucht, eine Korrelation, vor allem der Granite untereinander zu erzielen, die den beobachteten Fakten genüge trägt.

Aus diesen Modellrechnungen, die nur für ideale Verhältnisse durchgeführt wurden (keine Zu- bzw. Abfuhr von Elementen), ergeben sich bei teilweise unterschiedlichen Mischungsverhältnissen, recht gute Übereinstimmungen, die im einzelnen diskutiert werden.

Eine Neuzuordnung wird für die sich östlich an den Regensburger Wald anschließenden Magmatite getroffen, wobei die nördlichen Granite (Flasergranit, Granit von Sattelpeilnstein) den Graniten des Regensburger Waldes zugeordnet werden, die Granite von Lalling und Metten aber dem Intrusivgebiet von Fürstenstein. Daraus resultieren im Vorderen Bayerischen Wald, durch geochemische sowie petrologische und petrographische Vergleiche, drei Intrusivbereiche:

1) Intrusiva des Regensburger Waldes
2) Intrusiva von Fürstenstein
3) Intrusiva des Passauer Waldes.

Letzterer zeigt, abweichend von den anderen Gebieten, mit abnehmendem Intrusionsalter eine Zunahme in der Basizität der Magmatite.

Durch einen beobachteten Differentiationstrend der Diorite und älteren Granite in Richtung höherer Differentiationsindexe von West nach Ost, unter Berücksichtigung einer gleichgerichteten Krustenverdickung, ergibt sich folgende Modellvorstellung:

Auf Grund der mächtigeren Kruste im Osten war der Erstarrungsort eingedrungener (Mantel-) Schmelze tiefer. Die heute freigelegten Areale entsprechen tieferen Krustenniveaus im Westen und höheren im Osten. Um die mit abnehmendem Alter wachsende Basizität im Passauer Wald zu erklären, wird hier ein erneuter Schub basischen Materials postuliert.

Ein Vergleich von varistischen Magmatiten in Europa erbrachte, vor allem für die Granite, eine Zunahme im Differentiationsgrad vom österreichischen Waldviertel über den Vorderen Bayerischen Wald, den Schwarzwald bis zum Massiv Central und gegen die Pyrenäen wieder eine leichte Abnahme. Eine Zuordnung dieses Trends zu einer Subduktionszone scheint zu gewagt. Eine Möglichkeit dies zu erklären wäre durch unterschiedliche Krustenniveaus gegeben, wobei vom Waldviertel und auch den Pyrenäen gegen das Massiv Central immer höhere Krustensegmente angeschnitten sind.

1 Einleitung

Schon GÜMBEL (1868) stellte im Vorderen Bayerischen Wald intensive geologische und petrographische Untersuchungen an.
Intensiv bearbeitete CLOOS (1923) Teile der hier anzutreffenden Magmatite (Passauer Wald). Er leitete danach ihre Herkunft vom sogenannten Bayerischen Pfahl, einer WNW-ENE gerichteten Störungszone, ab. Es folgten zahlreiche Arbeiten, die sich in erster Linie auf beschreibende, sowie tektonische Aspekte (Gefügeregelungen, Kluftmessungen etc.) beschränkten. Detaillierte petrographische Arbeiten, insbesondere mikroskopische Bearbeitungen, verhalfen zu einer besseren Kenntnis bezüglich des Mineralbestandes. So wurde der Modalbestand einer ganzen Reihe von Magmatiten des Vorderen Bayerischen Waldes ermittelt (FISCHER 1965).
Mit gezielten geochemischen Bearbeitungen der Magmatite wurde erst gegen Ende der siebziger Jahre im Regensburger Wald begonnen (PROPACH et. al.).
Experimentell ermittelte Kenntnisse von P.T-Stabilitätsgrenzen der verschiedenen Mineralparagenesen ermöglichten es, für die mikroskopisch beobachteten Mineralparagenesen, die während der Metamorphose herrschenden P.T-Bedingungen zu rekonstruieren.
So ergab sich für den nordwestlichen Teil des Vorderen Bayerischen Waldes für die kaledonische Metamorphose ein maximaler Druck von etwa 4 kbar und Temperaturen um 690°C (BLÖMEL 1976).
Diese Fakten sind bei der Diskussion der Genese der Magmatite, bezüglich der petrologischen Betrachtung von großer Bedeutung.

2 Methodik

Für die Auswertung der Gesteinsproben und Gesteinsanalysen liegen die im folgenden beschriebenen Methoden zu Grunde.

2.1 Probennahme

Die Gesteinsproben wurden bei mehreren Geländebegehungen gesammelt. Soweit verfügbar wurde auf die geologischen Karten im Maßstab 1:25 000 zurückgegriffen, meistens mußte jedoch die Übersichtskarte des Bayerischen Waldes (Maßstab 1:100 000) genügen.
Bei der Probennahme wurde auf einen möglichst geringen Verwitterungsgrad der einzelnen Proben geachtet. Die Probenmenge betrug je nach Körnigkeit der Gesteine zwischen 7kg (feinkörniger Quarz-Glimmerdiorit) und ca. 30kg (porphyrischer Saldenburger Granit).

2.2 Probenaufbereitung

Die Proben wurden in einem ersten Arbeitsgang "entrindet",

anschließend zerkleinert und in einem Backenbrecher auf eine Korngröße von etwa 0,5 cm gebrochen. In einer Scheibenmühle wurde das Gestein zermahlen und anschließend aliquotisiert. 50 bis 70 Gramm des für das Gesamtgestein repräsentativen Aliquots wurden eineinhalb Minuten in einer Scheibenschwingmühle gemahlen. Dieses Gesteinspulver diente dann als Ausgangsmaterial für die nachfolgenden Arbeitsgänge.

2.3 Petrographie

Die Proben wurden mikroskopisch auf das Gefüge und den Mineralbestand untersucht. Des weiteren wurde in jeder Probe der Anorthitgehalt der Plagioklase, mittels des Auslöschungswinkels, optisch bestimmt.

2.4 Geochemie

2.4.1 Herstellung von Glastabletten

Zur Herstellung der benötigten Glastabletten, für die Röntgen-Fluoreszenz-Analyse, wurden zwei Gramm des gesamt-gesteins-repräsentativen Gesteinspulvers, eine Stunde bei 950°C in einem Muffelofen geglüht, im Verhältnis 1:2 mit wasserfreiem Lithiumtetraborat versetzt und innig verrührt.

Dieses Gemenge wurde in einem, zuvor thermisch, geeichten Induktionsofen bei 1400°C innerhalb 200 Sekunden vollständig aufgeschmolzen, durch Schwenken des Pt-Au-Tiegels homogenisiert und in eine erwärmte Platinform geleert.

2.4.2 Analysenverfahren

2.4.2.1 Röntgenfluoreszenz-Analyse

Die Röntgenfluoreszenz-Analysen wurden am Institut für Allg. und Angewandte Geologie der L.M.U. München durchgeführt, da hier eine moderne, zeitsparende, energiedispersive Röntgenfluoreszenz-Anlage mit automatischem Probenwechsler (bis max.24 Proben) der Firma ORTEC (Typ TEFA 6111) zur Verfügung stand.
Für die Erstellung der Eichgeraden dienen bei diesem Verfahren internationale Standards. Mittels eines Korrekturprogrammes werden diese Matrixeffekte eliminiert. Bei jeder Meßreihe wird im folgenden eine internationale Standardprobe, die bei der Erstellung der Eichgeraden beteiligt war, mitgemessen und diese, falls es durch Geräteschwankungen nötig ist, rechnerisch auf die Eichgerade "projiziert". Jede nun gemessene, unbekannte Probe wird mit dem für den bekannten Standard ermittelten, elementspezifischen Umrechnungsfaktor multipliziert. Dadurch werden Fehler, infolge von Geräteschwankungen, gering gehalten. Die endgültigen Elementkonzentrationen werden anschließend iterativ berechnet und gleichzeitig eine Matrixkorrektur

wiederholte Messungen einer Probe ergaben keine nennenswerten Schwankungen bei den Elementgehalten.

Tabelle 1:

10-fach Messung einer Probe

	Mittelwert $\bar{x}$	Standardabweichung s
SiO_2	70,12	0,25
TiO_2	0,38	0,004
Al_2O_3	15,01	0,12
Fe_2O_3	2,74	0,02
MnO	0,10	0,005
MgO	0,55	0,07
CaO	2,51	0,02
Na_2O	3,45	0,21
K_2O	4,20	0,01
P_2O_5	0,22	0,01

Eine Schwierigkeit beim energiedispersiven Verfahren liegt in der Bestimmung des Elementes Natrium. Natrium wurde deshalb nachträglich an einer wellenlängendispersiven Anlage (Marke PHILIPS PW 1410) im Mineralogisch-Petrographischen Institut der L.M.U.-München gemessen und anschließend rechnerisch in die Gesamtanalyse eingefügt.

2.4.2.2 Naßchemie

Das zweiwertige Eisen wurde unter Stickstoffzufuhr in einem Schwefel- Flußsäuregemisch aufgelöst und anschließend mit Hilfe von Kaliumdichromat titrimetrisch bestimmt.

2.4.2.3 Pyrohydrolyse

Fluorbestimmung (nach FARZANEH, 1980)

Die Extraktion des Fluors aus dem Gesteinspulver erfolgte auf pyrolytischem Weg. Das Ionenpotential wurde anschließend mittels einer fluorionensensitiven Elektrode gemessen und aus diesem rechnerisch der eigentliche Elementgehalt bestimmt.

2.5 Variationsdiagramme

In binären bzw. ternären Korrelationsdiagrammen werden die

Elementverhältnisse der einzelnen Gesteine sowie deren Bezug zueinander graphisch dargestellt (z.B. Differentiation). Die eingetragenen Werte sind den Tabellen im Anhang II entnommen.

2.6 Petrologie

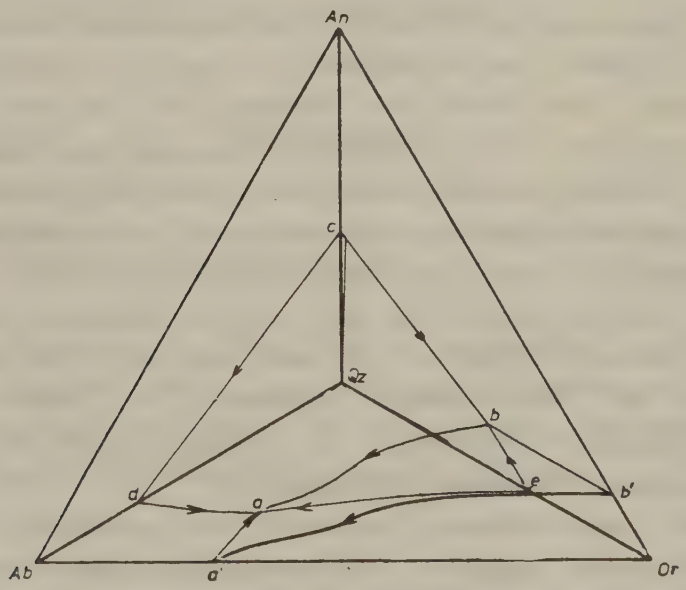
Das System An-Ab-Or-Qz-H_2O ("Granit-System")

Allgemeines zum Granitsystem

Die granitoiden Gesteine werden in den Gesteinsnormen (Meso-Norm, C.I.P.W.-Norm) zum überwiegenden Teil durch die Komponenten Anorthit (An), Albit (Ab), Orthoklas (Or) und Quarz (Qz) repräsentiert. Da sich diese Arbeit mit den granitoiden Gesteinen des Vorderen Bayerischen Waldes befaßt, erscheint es angebracht, die Entstehungsgeschichte dieser Gesteine in dem von PRESNALL und BATEMAN (1973) erarbeiteten Granit-System zu diskutieren.
Ein wichtiger Faktor, der die Lage der Phasenvolumina von Plagioklas$_{ss}$, Orthoklas$_{ss}$ und Quarz (siehe Abb. 1) beeinflußt, sind die leichtflüchtigen Komponenten. So wandert die Phasengrenze Feldspäte/Quarz, bei Zunahme des H_2O-Druckes, von der Qz-Ecke in Richtung der Feldspatseite.
Neben dem H_2O-Gehalt beeinflußt die An-Komponente das Granit-System maßgeblich. Eine Erhöhung des An-Gehaltes bewirkt eine Verschiebung des ternären isobaren Eutektikums (a in Abb. 1), in Richtung der Fläche An-Or-Qz.
In der Literatur ist das System An-Ab-Or-Qz-H_2O ausführlich nur

bei einem Druck von P = 5 kbar-H_2O beschrieben, so daß im folgenden nur auf diese Arbeit zurückgegriffen werden kann.
Durch die Festsetzung des Druckes (P-H_2O = 5 kbar) würde für dieses System nach der Phasenregel gelten : Zahl der Phasen + eine Freiheit = Zahl der Komponenten . Da das System aber durch das Auftreten von $AbAn_{ss}$ und $AbOr_{ss}$ (ss = Mischkristalle) degeneriert ist, kann sie so nicht angewandt werden, d.h. der Systemzustand ist dadurch unbestimmter.

Abb. 1:
Das $An(CaAl_2Si_2O_8)$-$Ab(NaAlSi_3O_8)$-$Or(KAlSi_3O_8)$-$Qz(SiO_2)$-System bei P_{H_2O} = 5 kbar



(Liquidusdiagramm aus PRESNALL u. BATEMAN, 1973; die Linie a-b aus WINKLER u. BREITBART, 1978)

Das Tetraeder setzt sich zusammen aus drei Phasenvolumina:

a) zuerst wird Plagioklas ausgeschieden (a-a'-b'-b-c-d-An-Ab),

b) zuerst wird Quarz ausgeschieden (d-a-e-b-c-Qz),

c) zuerst wird Alkalifeldspat ausgeschieden (a'-a-e-b-b'-Or).

Diese drei primären Phasenvolumina berühren sich in der Linie a-b, entlang welcher, Plagioklas$_{ss}$, Alkalifeldspat$_{ss}$ und Quarz im Gleichgewicht mit der Schmelze und H_2O stehen. Diese Linie a-b entspricht im System ohne Mischkristallbildung einer quaternären, isobar univarianten Linie. Da aber das System, wie oben besprochen degeneriert ist, stellt sie vielmehr die Projektion einer isobaren bivariaten Fläche dar.

Es befinden sich im Gleichgewicht mit der Schmelze + H_2O:

auf der Fläche (a-b-c-d) Plagioklas + Quarz,

auf der Fläche (a-b-e) Alkalifeldspat + Quarz,

auf der Fläche (a-a'-b'-b) Alkalifeldspat + Plagioklas.

Die Linien mit den Pfeilen stellen die isobaren Schmelzkurven dar, und zwar mit abnehmender Temperatur in Richtung der Pfeile. Geht man von einer Schmelze aus, die z.B. im Phasenvolumen des Plagioklas liegt, so beginnt die Ausscheidung mit einem Plagioklas$_{ss}$, der so lange ausgeschieden wird, bis die Zusammensetzung der Restschmelze entweder auf die Fläche: (a-b-c-d) in Abb. 1 gelangt, wo Plagioklas$_{ss}$ und Quarz nebeneinander auskristallisieren, oder auf die Fläche: (a-a'-b'-b), auf der es zur Ausscheidung von Alkalifeldspat$_{ss}$ und Plagioklas$_{ss}$ kommt. Auf dieser jeweiligen Fläche wandert die Zusammensetzung der Restschmelze bei sinkender Temperatur auf die Linie (a-b) zu, entlang der die drei Phasen $AbAn_{ss}$+$AbOr_{ss}$+Qz mit der Schmelze + H_2O isobar bei fallender Temperatur im Gleichgewicht stehen und schließlich entlang dieser Linie zum

ternären isobaren Eutektikum des Systems Ab-Or-Qz, an dem der Rest als Zusammensetzung von a auskristallisiert

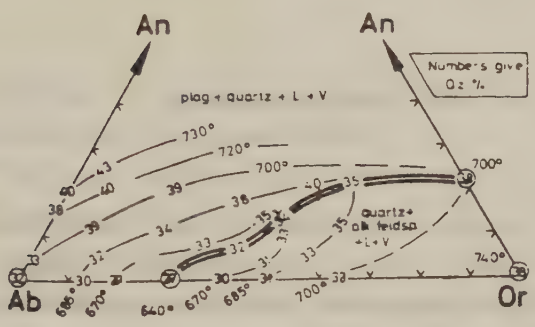
Wichtig ist in dieser Betrachtung, daß eine Schmelze, die unter Gleichgewichtsbedingungen auskristallisiert und ihren Ursprung z.B. im Phasenvolumen des Plagioklas hatte, auf keinen Fall in ihrer Zusammensetzung in entweder das Phasenvolumen des Alkalifeldspates oder des Quarzes gelangen kann.

Ein solcher Vorgang läßt sich nur erklären, wenn das System offen war, d.h. wenn z.B. der Schmelze von "außen" etwas zugeführt wurde.

Da eine Eintragung der Projektionspunkte aus der Gesteinsnorm (Meso-Norm) in das Tetraeder des "Granit-Systems" nur schwer durchführbar und darüber hinaus für den Betrachter verwirrend ist, wird in der Folge die Projektion von der Qz-Ecke auf die Seite An-Ab-Or herangezogen (Abb. 2)

Die Abbildung 2 zeigt die Linie (a'-b') als Projektion (doppelt gezogene Linie), die Isothermen und die isobar kotektischen Flächen: Plagioklas$_{ss}$+Quarz+L+V sowie Alkalifeldspat$_{ss}$+Quarz+L+V bei einem Druck von P-H_2O = 5 kbar. Die Zahlen in der Abb. geben den prozentualen Anteil von Quarz in den jeweiligen Flächen an.

Abb. 2: Die Projektion des "Granit-Systems" von der Qz-Ecke auf die Seite An-Ab-Or bei P_{H_2O} = 5 kbar (aus WINKLER u. BREITBART, 1978)



Die in der Abb. 2 eingetragene Linie a'-b' (als Projektion der Linie a-b auf die Seite An-Ab-Or) verfälscht die Lage der Grenze der Phasenvolumen von Plagioklas- und Alkalifeldspat- nicht oder nur gering (siehe Abb. 2), da die Projektionspunkte der Granite des Vorderen Bayerischen Waldes die im Alkalifeldspatvolumens zu liegen kommen, alle nahe der Liquidusfläche von Alkalifeldspat und Quarz liegen.

2.7 Multivariates statistisches Verfahren

Durch die Anwendung des hier benützten Verfahrens wird versucht, die Datenfülle auf eine geringere und dadurch übersichtlichere Datenmenge zu reduzieren.

Das Ziel dieser Methode ist, dabei festzustellen, ob eine

Klassifikation der Intrusiva des Vorderen Bayerischen Waldes nach geochemischen Gruppen möglich ist. Dazu wird zunächst jedes Intrusivgestein für sich analysiert und weiterhin angestrebt, die Intrusivgesteine eines Gebietes und die aller 4 Intrusivgebiete miteinander zu vergleichen.

2.7.1 Diskriminanzanalyse

Bei der multivariaten Diskriminanzanalyse ist die Möglichkeit verwirklicht, zwei oder mehr Stichprobengruppen einer Grundgesamtheit von Analysen mit Hilfe aller gemessenen Variablen auf ihre Ähnlichkeit hin zu untersuchen. Hierbei werden die Stichprobengruppen im sogenannten "Diskriminanzraum" projiziert und Diskriminanzfunktion so abgeleitet, daß eine möglichst geringe Überlappung der Stichproben eintritt. Anschaulich läßt sich das vektoriell beschreiben: Im dreidimensionalen Beispiel wird die Projektionsrichtung von Punktwolken auf eine Projektionsebene (Diskriminanzebene) so festgelegt, daß die Punktwolken möglichst weit voneinander getrennt zu liegen kommen. Im n-dimensionalen Merkmalsraum gilt dies analog. Bei der Projektion unbekannter Proben im Diskriminanzraum kann somit festgelegt werden, welcher Probengruppe sie zuzuordnen sind, je nachdem, wo der Projektionspunkt zu liegen kommt. Generell finden zur Diskrimination von n Punktwolken n-1 Diskriminanzfunktionen Verwendung.

3 Neuere Erkenntnisse der Magmenentwicklung und deren Anwendung in dieser Arbeit

(nach CARMICHAEL, TURNER, VERHOOGEN, 1974)

Die Entstehung von Intrusivgesteinen kann in drei aufeinander folgende Abschnitte gegliedert werden:

1) Die Ursachen, die zu einer Aufschmelzung im (oberen) Mantel oder der (unteren) Kruste geführt haben.

Dies hängt in erster Linie von der chemischen Ausgangszusammensetzung, den vorherrschenden Temperaturen und Drucken, sowie dem Anteil der volatilen Komponenten ab, die gemeinsam die Zusammensetzung der partiellen Schmelze bedingen.

2) Die Bedingungen, denen das Magma beim Aufstieg in höhere Krustenniveaus unterworfen ist.

Beim Aufstieg des Magmas durchwandert es verschiedene druckbedingte Mineral-Stabilitätsgrenzen, so daß sich die Schmelzzusammensetzung des Magmas ändert, wenn es zu einer Ausscheidung und Ablagerung der früh ausgeschiedenen druck- und temperaturabhängigen Minerale kommt.

3)Die Wechselwirkung des Magmas mit dem Krustengestein oder mit Krustenschmelze.

3.1 Die magmatische Differentiation

Die magmatische Differentiation umfaßt die Prozesse, Welche aus

einer ursprünglichen Magmenzusammensetzung, ohne Kontamination zu chemisch unterschiedlich zusammengesetzten Intrusivgesteinen führen.

Hier ist in erster Linie die *Differentiation durch Kristallisation* mit fallender Temperatur zu erwähnen. Dabei unterscheidet sich die verbleibende Schmelze von der Ausgangszusammensetzung. Sie ist höher differenziert.

Unter der *Fraktionierten Kristallisation* versteht man alle mechanischen Prozesse, die dazu führen, daß die früh ausgeschiedenen Minerale nicht mehr im Gleichgewicht mit der Schmelze stehen, aus der sie hervorgegangen sind. Die resultierenden Schmelzen werden so im Laufe der Zeit reicher an Silizium und Alkalien, Eisen reichert sich in Bezug auf Magnesium an.

Bei der *Gravitativen Differentiation* sinken die früh ausgeschiedenen schweren Minerale in einer nicht sehr dichten Schmelze ab. Dieser Vorgang beschreibt einen frühen Zeitpunkt in der Magmenentwicklung, zu einer Zeit, da die Schmelzphase vorherrscht und die Schmelze noch nicht zu viskos ist.

Die *Fließdifferentiation* beschreibt einen Vorgang, bei dem Minerale sich während der Intrusion in Bereichen von höherer Viskosität der Schmelze anreichern (z.B. Bereiche am Kontakt: Magma/Festgestein).

Die *Dilatation* bezeichnet einen Vorgang, der zu einem späten Zeitpunkt der Gesteinsbildung eintreten kann, wenn die Kristallisation des Magmas weit vorangeschritten ist. Das auslösende Moment ist hier eine "Restraumverengung", hervorgerufen durch eine Volumenvergrößerung bei der Auskristallisation. Diese Schmelze kann so aus dem zum größten

Teil verfestigten Magma herausgepresst werden und einen seperaten Magmenkörper bilden.

3.2 Die Mischung von Magmen

Die unterschiedlichen Chemismen verschiedener Intrusivgesteine können neben der Differentiation eines Magmas auch auf die Mischung verschiedener Magmen zurückzuführen sein. Einen derartigen Vorgang diskutiert PROPACH (1978) für die Magmatite des Regensburger Waldes, worin er bei der Bildung des Kristallgranits I eine Zufuhr von Mantelmaterial annimmt. Eine solche Mischung kann aber nicht uneingeschränkt postuliert werden, da unterschiedliche Magmen (insbesondere so divergierende Magmen, wie Mantelderivate und saure krustale Schmelzen), deutliche Abweichungen hinsichtlich ihrer polymeren Strukturen aufweisen, wodurch die Mischbarkeit beider Schmelzen beschränkt ist.

3.3 Assimilation

Unter Assimilation versteht man die Aufnahme von festem Gesteinsmaterial der umgebenden Kruste durch das eindringende Magma. Dieser Vorgang kann zu einer deutlichen Änderung des Ausgangschemismus des intrudierenden Magmas führen. FOURCADE und

ALLEGRE (1981), diskutierten einen solchen Vorgang für die Entwicklungsgeschichte der basischen Gesteinsserie in den Pyrenäen.

3.4 Reliktische Bestandteile in Magmatiten

Neben WHITE und CHAPPELL (1977) und PITCHER (1978), diskutierten auch schon PRESNALL und BATEMAN (1973), daß unterschiedliche Anteile an, in der Schmelze mitgeführten, reliktischen Bestandteile (metastabile Minerale), den Chemismus der resultierenden Intrusivgesteine beeinträchtigen. PRESNALL und BATEMAN (1973) erklärten auf diese Weise die Abfolge der dioritischen bis granitischen Gesteinsabfolge im Sierra Nevada Batholith.
Eine Schwierigkeit bei diesem Modell besteht in der Erkennung der reliktischen Natur von Mineralen in den Gesteinen. Als solche werden von WHITE und CHAPPELL (1977) und PITCHER (1978) komplex zonar gebaute und verzwillingte Plagioklase sowie Granat, Alumosilikate und Hornblendeaggregate angesprochen.

4 Vorkommen der Varistischen Magmatite in Europa

Eine große Anzahl der kristallinen Gebiete innerhalb ganz Europas sind varistischen Ursprungs. Diese erstrecken sich vom Böhmischen

Massiv und dem Harz über den Schwarzwald, die Vogesen, das Massiv Central, die Pyrenäen bis zum Iberischen Massiv. Daneben gibt es Vorkommen in Korsika und Sardinien, sowie in der Bretagne und Südwest-England (siehe Abb. 3)

Abb. 3:
Die varistischen Magmatite in Mitteleuropa (nach Hall,1973)

4.1 Modellvorstellungen zur Bildung der Varistischen Magmatite in Mitteleuropa

Bei der Frage nach dem auslösenden Mechanismus der Varistischen Orogenese in Mitteleuropa gibt es verschiedene Theorien.
Diese sind:

1. Eine durch vertikalen Magmenaufstieg ausgelöste, gravitative Deformation der sedimentgefüllten Tröge (KREBS u. WACHENDORF 1973)
2. Eine laterale Kompression als Ausdruck einer Krustenverkürzung (LAURENT 1972; NICOLAS 1972; BURRETT 1972; NICHOLLS u. LORENZ 1973).
3. Das "Subfluenz-Modell" (BEHR 1977).

zu 1.

Nach KREBS und WACHENDORF (1973/74) ist das mitteleuropäische präkambrisch-paläozoische Grundgebirge durch einen wiederholten orogenen Diapirismus in einzelnen Faltungskernen gekennzeichnet. Nach ihrer Vorstellung handelt es sich um aus der Asthenosphäre aufsteigende Manteldiapire, die lokale Wärmedome bilden und in der darüberliegenden Kruste regionalmetamorphe Gebiete mit anatektischen Kernzonen bilden. Diese anatektischen Kernzonen wurden ihrerseits häufig von sauren und intermediären Intrusiva durchdrungen. Diese Faltungskerne repräsentieren während der präkambrisch-paläozoischen Geosynklinalentwicklung ortskonstante Hochlagen kristalliner Gesteine (z. B. zentralböhmisches Moldanubikum, Ost-Erzgebirge, Schwarzwald). Von den Kristallinkernen können im Laufe der Geosynklinalentwicklung die Faltung und die Metamorphose schrittweise in die benachbarten Sedimentationsräume hineinwandern (HOTH u. HIRSCHMANN 1970). Gleichzeitig mit der Heraushebung und Erosion der lokalen Hochzonen erfolgte die Einsenkung der korrespondierenden Tröge mit mächtiger Sedimentfüllung. Die teilweise schon präkambrisch angelegten Faltungskerne erfahren im Karbon einen erneuten Höhepunkt syn- und postkinematischer Intrusionen. Die postkinematischen vorwiegend granitischen Schmelzen dringen in die altangelegten Wärmedome ein, was infolge der dadurch bedingten Überdehnung zu Aufwölbungen und grabenartigen Einbrüchen der Innenmolassebecken führt. Beispiele von Hochzonen und korrespondierenden Trögen im mitteleuropäischen Grundgebirge sind (nach KREBS 1974):

Kristalline Hochzone	Korrespondierender Trog
Zentralböhmisches Modanubium	Barradium
Fichtelgebirge-Westerzgebirge	Südliches Vogtland
Oberharzer Devonsattel	Goslarer Trog

zu 2.

Verschiedene Autoren versuchen die Varistische Orogenese mit Hilfe der Plattentektonik zu deuten. Die Richtungen der von ihnen angenommenen Subduktionszonen variieren dabei. Einzelne Autoren versuchen eine Deutung mit zwei zwischen der Rhenoherzynischen Saxothuringischen Zone entgegengesetzten Subduktionszonen (LAURENT 1972; BURRETT 1972).

Als Hauptargumente liegen allen Arbeiten dieser Theorie folgende drei Fakten zu Grunde:

a) der Verlauf der devonisch-karbonischen Spilite,

b) als Melange im Harz angesprochene Gesteinskomplexe und

c) petrochemische Befunde an Vulkaniten der Saar-Nahe-Senke.

Folgende Ergebnisse widersprechen aber diesem Modell:

zu a)

Nach geochemischen Untersuchungen (HERRMANN u. WEDEPOHL 1970) entsprechen die Varistischen Spilite kontinentalen Tholeiiten. Sie sind stets konkordant in marine Sedimente eingelagert und kommen in nahezu allen mobilen Trögen, vom Protoerozoikum bis zum Unterkarbon vor. So ergeben sich keine Hinweise dafür, daß die Spilite allochthonen Relikten einer ozeanischen Kruste entsprechen. Nach ZWART (1967) ist das gesamte mitteleuropäische Orogen vielmehr über kontinentaler Kruste aufgebaut.

zu b)

KREBS u. WACHENDORF (1974) trennten die aus submarinen Rutschungen entstandenen Gesteinseinheiten, die in der Harzgeröder Zone und in der Umgebung des Elbingeröder Komplexes

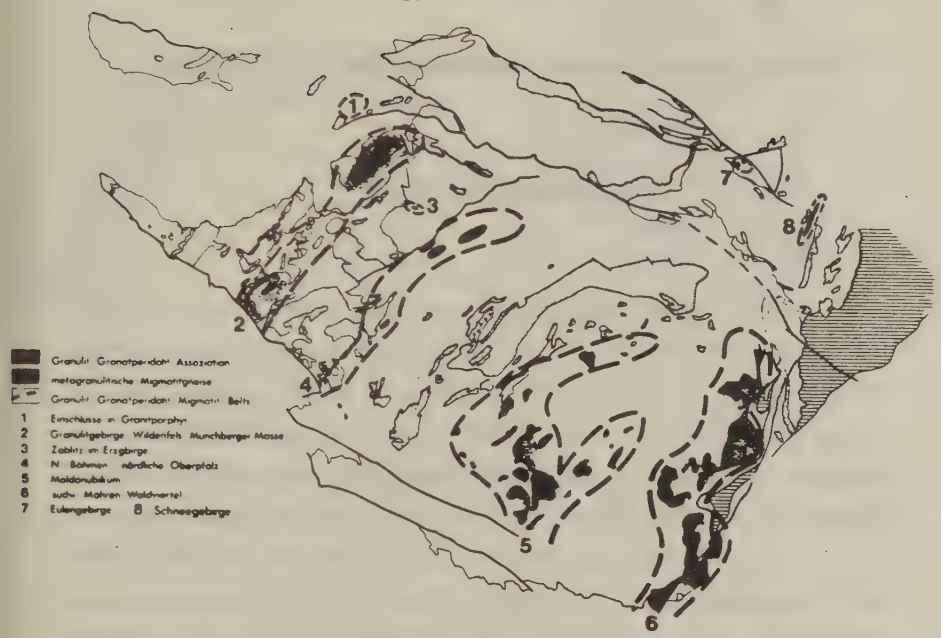
weit verbreitet sind, von den als Melange bezeichneten Vorkommen, die nur auf die Südharzmulde beschränkt ist, ab. Die Melange entstand durch eine Zerscherung in schon verfestigtem Zustand, unter der Auflast der gravitativ en bloc bewegten mehreren hundert Metern mächtigen Südharzgrauwacken in den mittel- bis tiefoberdevonischen Sandsteinen, Diabasen, Ton- und Kieselschiefern. Einen Bezug zu einer Subduktionszone schlossen diese Autoren aus.

zu c)

Permokarbonische Rhyolite, Andesite und Basalte sind nicht nur auf die Saar-Nahe-Senke beschränkt, sondern im ganzen mitteleuropäischen Grundgebirge weit verbreitet (EIGENFELD u. SCHWAB 1974). Und die von diesen Autoren festgestellten Zusammenhänge zwischen dem räumlichen und zeitlichen Ausklingen der Varistischen Hauptdeformation und dem Beginn des permokarbonischen Magmatismus, lassen ebenso wie die Bindung dieser Vulkanite an alte Faltungskerne (S-Typ), Inversionsstrukturen (T- und B-Typ), beziehungsweise Lineamente (B-Typ), keine Verknüpfung mit einem Plattenrand in Mitteleuropa erkennen (KREBS 1976).

zu 3.

Ein drittes Modell, das sogenannte "Subfluenz-Modell", wurde von BEHR (1977) vorgestellt. Bei diesem Modell handelt es sich, vereinfacht ausgedrückt, um eine Art Subduktionszone von örtlich sehr begrenztem Ausmaß, wobei Krustensegmente gegeneinander verschoben werden. Für die Böhmische Masse werden acht Granulitgürtel abgeleitet (Abb. 4):



Diese Granulitgürtel kennzeichnen Großscherzonen, die bis hinab in die Unterkruste reichen und auf denen die Subfluenzprozesse ablaufen. Im abtauchenden Segment wird in größerer Tiefe Wasser freigesetzt, das auch bei nur sehr geringen Mengen im Kontakt mit den äußeren Bereichen der tiefliegenden Granulite dem Quarzkorngefüge der Granulite randlich durch "hydrolytic weakening" die Funktion eines tektonischen Schmiermittels verleiht. Dadurch wird eine erhöhte Mobilität der Granulite erzielt. Es ermöglicht den Granuliten den Aufstieg entlang der Großscherzonen durch die Kruste. Im Abtauchen wird unter fortgesetztem Temperaturanstieg und fortgesetzter Dehydration ein Teil des subduzierten Materials aufgeschmolzen. Diese mobilisierten Magmen steigen entlang der Störungszonen auf und bilden am Ort ihrer Erstarrung magmatische "Gürtel".

5 Der Vordere Bayerische Wald

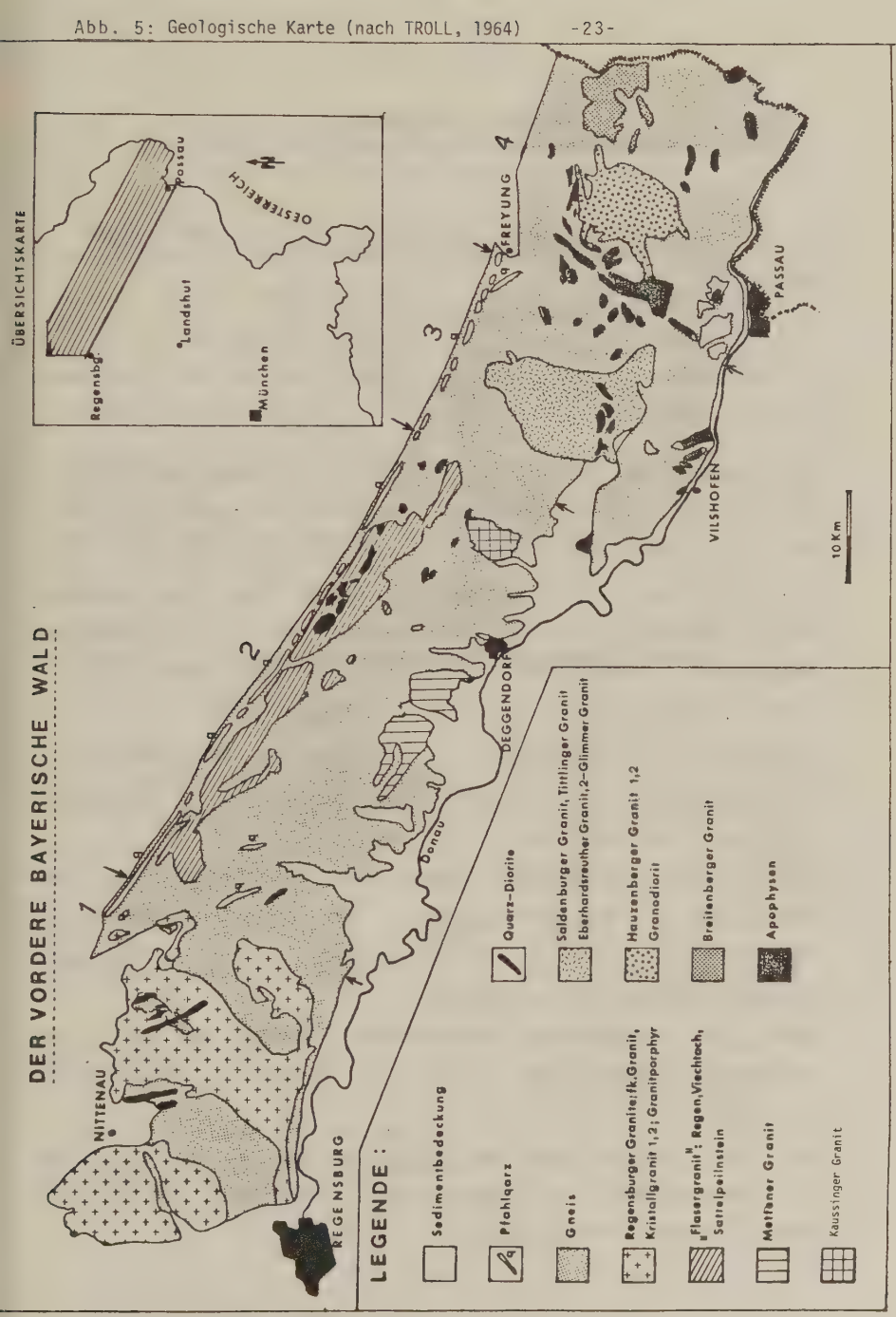
5.1 Geographische Lage

Der Vordere Bayerische Wald bildet den südwestlichen Teil des Böhmischen Massivs. Er liegt inmitten des Moldanubikums, der von SUESS (1903) so benannten metamorphen Einheit, deren Namen er durch Zusammenziehen der zwei Flußnamen Moldau und Donau (lat. DANUBIA) bildete. Beide Flüße stellen den geographischen Rahmen dieser geologischen Einheit dar. Der Vordere Bayerische Wald wird im Osten durch die Landesgrenze gegen Österreich, im Süden durch den Donaurandbruch, im Westen durch die Keilbergstörung, im Nordwesten durch Sedimente der Bodenwöhrer Senke und im Norden durch den Bayerischen Pfahl begrenzt (Abb. 5).

5.1.1 Geographische Aufteilung in vier Regionen

Wegen der Größe des zu bearbeitenden Gebietes (ca. 5000 km²) und der Anzahl der räumlich getrennten Intrusiva (25) wird im folgenden von vier Intrusivgebieten des Vorderen Bayerischen Waldes gesprochen.

Diese sind:
1. Das Intrusivgebiet des Regensburger Waldes
2. Das Intrusivgebiet von Sattelpeilnstein, Lalling, Metten und des "Flasergranites" am Pfahl
3. Das Intrusivgebiet von Saldenburg-Tittling ("Fürstensteiner Intrusivgebiet")
4. Das Intrusivgebiet des Passauer Waldes


DER VORDERE BAYERISCHE WALD
ÜBERSICHTSKARTE
Regensbg.
Landshut
München
Passau
ÖSTERREICH
NITTENAU
REGENSBURG
DEGGENDORF
FREYUNG
VILSHOFEN
PASSAU
Donau
1
2
3
4
10 Km
LEGENDE:
Sedimentbedeckung
Pfahlquarz
Gneis
Regensburger Granite: fk.Granit, Kristallgranit 1,2; Graniteporphyr
„Flasergranit": Regen, Viechtach, Sattelpeilnstein
Metfaner Granit
Kaussinger Granit
Quarz-Diorite
Saldenburger Granit, Tittlinger Granit
Eberhardsreuther Granit, 2-Glimmer Granit
Hauzenberger Granit 1,2
Granodiorit
Breitenberger Granit
Apophysen

5.2 Geologischer Aufbau

In sich ist der Vordere Bayerische Wald in drei Zonen gegliedert:

Der Regensburger Wald im Westen,
der Passauer Wald im Osten
und ein mittlerer Teil.

Den größten Teil der kristallinen Masse im Vorderen Bayerischen Wald nehmen Paragneise ein. Diese Gneise werden in zwei unterschiedliche Serien unterteilt: in eine "monotone Serie" und in eine "bunte Serie" (MASKA u. ZOUBEK 1960). Die "monotone Serie" herrscht im Westen und im mittleren Teil des Vorderen Bayerischen Waldes vor. Sie besteht aus einer relativ einheitlichen Folge aus Plagioklas-Biotit- und Cordierit-Sillimanit-Gneisen, in die wenige, geringmächtige, kalksilikatische, quarzitische und amphibolitische Schichten (Schollen) eingelagert sind.

Innerhalb des Regensburger Waldes wurde von FISCHER (1959) ein zunehmender Metamorphosegrad der stratigraphischen Gesteinsabfolge von Norden nach Süden in der antithetisch rotierten Bruchscholle postuliert.

Durch die hochgradige Metamorphose wurden vor allem im Regensburger Wald die Gneise in Anatexite (Diatexite) umgewandelt.

Die "bunte Serie" trifft man im Passauer Wald an. Sie ist durch eine Wechselfolge von graphitischen Paragneisen, Marmor- und Amphibolitzügen gekennzeichnet.

5.3 Die Intrusivgesteine des Vorderen Bayerischen Waldes

Eingelagert in die hochgradigen Metamorphite liegen eine große Anzahl von Intrusivgesteinen. Diese Intrusivgebiete sind teilweise sehr komplex aufgebaut. So lassen sich in den einzelnen Massiven bis zu fünf größere Intrusionsfolgen feststellen. Die Hauptmasse der Magmatite bilden dabei granitische Gesteine. Intermediäre Gesteine (Quarzdiorite, Granodiorite) sind nur untergeordnet am Aufbau des Vorderen Bayerischen Waldes beteiligt. Sie zählen zu den frühen Intrusiva.

5.3.1 Die Intrusivgesteine des Regensburger Waldes

Im Regensburger Wald werden fünf Intrusivgesteinstypen unterschieden. Es sind dies chronologisch nach abnehmendem Alter geordnet:

1. Kristallgranit I 348 + 11 Ma
   (KÖHLER u. MÖLLER-SOHNIUS 1981)
2. Quarz- bzw. Granodiorit 335 + 12 Ma
   (KÖHLER u. MÖLLER-SOHNIUS 1981)
3. Kristallgranit II 318 + 7 Ma
   (KÖHLER u. MÖLLER-SOHNIUS 1981)
4. Klein-, mittelkörniger Granit
5. Granitporphyr ("Regenporphyr")

Geologische Karte des Regensburger Waldes

Legende : 5 km

= Diorit
= Gneis
= Kristallgranit I
= Kristallgranit II
= Kl.-mittelkörniger Granit
= Granitporphyr

Flächenmäßig ist der Kristallgranit I am stärksten am Aufbau des Regensburger Waldes beteiligt. Es handelt sich hier um einen (serial-) porphyrischen Granit mit mittelkörniger Grundmasse. Die Alkalifeldspat-Einsprenglinge erreichen eine Größe bis 10 cm. Daneben führt er untergeordnet Cordierit als Einsprenglinge bis 1,5 cm Größe.

Zwischen dem Kristallgranit I und dem häufig benachbarten "Körnelgneis" sind sowohl fließende übergänge als auch direkte Intrusivkontakte zu beobachten (PROPACH 1977). Diese übergänge werden als Indiz für eine magmatische Insitu-Bildung des Granits gedeutet (PROPACH 1977 u. 1978). Entgegengesetzt deuten KÖHLER (1981) und ältere Autoren den Körnelgneis als ein vom Kristallgranit I thermometamorph und metasomatisch übergeprägtes Gestein.

Nach der Bildung des Kristallgranits I kam es zur Intrusion von Quarzdioriten (in älterer Literatur nur als Quarz-Glimmerdiorite bezeichnet) entlang NNE - SSW - gerichteten Fugen. Diese fein- bis kleinkörnigen Magmatite treten in Form von Linsen und Gängen auf, wobei sie das Gefüge des Nachbargesteins diskordant abschneiden. Als Einsprenglinge sind Plagioklas (bis 0,8 cm) und Hornblende (bis 0,3 cm) zu erkennen.

Zeitlich wie räumlich folgt den Dioriten der Kristallgranit II, der seinerseits den Diorit diskordant schneidet, ihn durchdringt und dabei teilweise korrodiert. Wie der Kristallgranit I ist der Kristallgranit II ein porphyrisch strukturierter Granit. Die Grundmasse ist aber klein- bis mittelkörnig und die Einsprenglinge, wie Alkalifeldspat und Cordierit, sind kleiner ausgebildet als beim Kristallgranit I.

Auf den Kristallgranit II folgen die klein- bis mittelkörnigen

Granite, die in Form von Stöcken und Gängen im Regensburger Wald auftreten.
Der Abschluß des magmatischen Geschehens in diesem Teilgebiet erfolgte mit dem Eindringen des Granitporphyrs ("Regenporphyr") entlang NS- streichender Gänge.
Im westlichen Regensburger Wald bildet der Granitporphyr das häufigste Ganggestein. Das Gefüge dieses Gesteins reicht von serial- bis hiatalporphyrisch. Häufig ist in diesem Gestein eine (Fließ-) Regelung der Einsprenglinge zu beobachten.
Allgemein kann im Regensburger Wald eine Abnahme am flächenmäßigen Anteil der magmatischen Gesteine mit abnehmendem Alter festgestellt werden.
Bearbeiter der Magmatite des Regensburger Waldes waren in den letzten Jahren an der L.M.-Universität:

PROPACH (1977) Kristallgranit I
OLBRICH (1978) Quarz-Glimmerdiorit
KRAFT (1981) Kristallgranit II
CETIN (1979) klein-, mittelkörnige Granite
RYGOL (1980) Granitporphyr

5.3.1.1 Petrographie

Der Kristallgranit I (nach PROPACH 1981)

Die Struktur des Kristallgranit I ist serialporphyrisch. Er besteht aus einer mittelkörnigen Grundmasse, in die eingebettet Alkalifeldspäte mit einer maximalen Länge von 11 cm liegen.

Gewöhnlich überschreiten diese jedoch eine Länge von 5 cm nicht. Plagioklase und Cordierite können bis 1,5 cm groß werden.
Der Plagioklas ist hypidiomorph ausgebildet. Die Anorthitgehalte im Kern variieren in den einzelnen Proben zwischen maximal An_{47} und An_{25} . Bei über 60% der 52 untersuchten Proben schwankt der Anorthitgehalt der Plagioklase zwischen 25 und 30 Mol-%. Der Aufbau der Plagioklase ist zumeist unkompliziert, mit einem Saum aus Albit. Gelegentlich lassen sich Rekurrenzen beobachten. Basische Plagioklase sind zum Teil deutlich zonar gebaut. Als postmagmatische Umwandlungsprodukte sind Serizit, Albit, seltener Zoisit oder Chlorit zu erkennen.
Die Alkalifeldspäte weisen in der Regel orientierte Einschlüße von Plagioklas, Biotit, Apatit und Ilmenit auf. Nicht orientiert werden daneben Quarz, Cordierit und Zirkon umschlossen. Randlich treten zum Teil gehäuft Quarzeinschlüße auf. Während eine Mikroklingitterung unterschiedlich stark, jedoch nie sehr deutlich in Erscheinung tritt, ist die Perthitentmischung in Form von Adern und Filmen ausgeprägt. Postmagmatisch kommt es zu einer Umwandlung von Alkalifeldspat in Muskowit.
Der Biotit, mit ungefähr 10% am Aufbau dieses Gesteines beteiligt, weist häufig zonar eingelagerte Apatite und Zirkone (bis 0,15 mm Durchm.) auf. Letztere sind am Rand in zwei unscharf getrennten Zonen angeordnet. Eine Umwandlung von Biotit in Chlorit ist selten anzutreffen.
Apatit wird bis 0,4 mm groß und ist dabei rundlich, nicht säulig entwickelt.
Der Cordierit wurde in 20 der 52 Proben gefunden. Er erscheint stets umgewandelt in Hellglimmer und hellgrünen Phlogopit/Chlorit.

Kleinere Zwickel, die durch die idiomorphen Plagioklase und Alkalifeldspäte gebildet werden, sind häufig mit Quarz und (radialstrahligem) Chlorit, seltener noch zusätzlich mit Hellglimmer, Mikroklin, Erz oder Epidot gefüllt.
Der Quarz löscht undulös aus, zeigt aber bei stärkerer Deformation eine Felderung, wobei er Plagioklas und Alkalifeldspat ähnlich einer Fließstruktur umgibt.

Der Quarz-Glimmerdiorit und Granodiorit (nach OLBRICH 1978)

Der Name Quarz-Glimmerdiorit, wie er in der speziellen Literatur über den Vorderen Bayerischen Wald immer wieder auftaucht, trifft nur bedingt für diese im Regensburger Wald anzutreffenden intermediären Gesteine zu. Zum größten Teil handelt es sich dabei nach den Modalanalysen um Granodiorite (OLBRICH 1978). Um sie mit den anderen intermediären Gesteinen besser vergleichen zu können, von denen keine Modalanalysen existieren, die aber in den Beschreibungen und geologischen Karten gleichfalls als Quarzdiorite des Vorderen Bayerischen Waldes bezeichnet werden, wird hier und im folgenden, die alte Bezeichnung beibehalten.
Es sind fein- bis kleinkörnige, mittel- bis dunkelgraue Gesteine mit hypidiomorph körnigem Gefüge. Der Anteil an Einsprenglingen (Plagioklas max. 8 mm und Hornblende max. 3 mm) ist gering.
Die Plagioklase sind häufig zonar gebaut. Dabei schwanken die Anorthitgehalte der idiomorphen Kerne in den untersuchten Proben zwischen An_{55} und An_{40} . Der Anorthitgehalt der hypidiomorphen Säume nimmt bis auf An_{20} ab. Gelegentlich weisen die Plagioklase Frakturen auf. An Einschlüßen sind Biotit (orientiert nach (001)

und (010)), Hornblende und in einer Probe (Nr. 20 001) Klinopyroxen zu beobachten.

Der Alkalifeldspat (max. 3 mm) ist selten idiomorph, die Regel sind xenomorphe Umrisse. Perthitentmischungen sind häufig, eine Mikroklingitterung konnte dagegen nicht beobachtet werden. Als Einschlüße sind Biotite zu erkennen.

Der Biotit kommt in Aggregaten sowie in einzelnen größeren Kristallen vor. Der Pleochroismus reicht von hellgelbbraun (n_x) bis dunkelrotbraun (n_z). Parallel (001) ist Titanit und Ilmenit in Biotit eingelagert. In allen Proben ist eine leichte Chloritisierung der Biotite festzustellen.

Die Hornblende tritt in Form von Aggregaten einzelner Kristalle bis 0,2 mm Größe auf. Die feldrige Anordnung sowie der feste Umriß weisen auf eine Entstehung aus primären Pyroxen hin.

Ein Klinopyroxen (in Hornblende), der in einer Probe gefunden wurde, war farblos und wies eine Auslöschungsschiefe $z \wedge c$ auf 010 von 41° auf. Der Apatit erreicht eine Länge von 0,5 mm. Er ist zum einen säulig, mit einem Längen-/Breitenverhältnis von 10/1, zum anderen stengelig mit L/B = 50/1 aufgebaut. Selten ist er im Kern der großen Plagioklase anzutreffen.

Ein häufiges aktessorisches Mineral in den Dioriten ist Orthit. Er ist an Biotit gebunden, zonar gebaut und meist leicht isotropisiert. Der Pleochroismus reicht von gelbbraun (n_x) nach rötlichbraun (n_y).

Zirkon tritt in zwei Formen auf:

1) Teilweise gerundete Kristalle kleiner als 0,1 mm in Biotit.

2) Skelettähnliche Aggregate gleichorientierter, länglicher Kristalle, die sich über 5 mm durch verchiedene Wirtsminerale (Quarz, Biotit, Feldspäte) hinziehen.

Kristallgranit II (nach KRAFT 1981)

Der Kristallgranit II weist ein serialporphyrisches Gefüge auf. In der klein- bis mittelkörnigen Grundmasse findet man vor allem Alkalifeldspat (max. 65 mm), Plagioklas (max. 12 mm) und untergeordnet Cordierit (max. 10 mm) als Einsprenglinge. Diese Minerale bilden zusammen mit Quarz und Biotit das Gros der Grundmasse. Die Einsprenglinge machen in den einzelnen Proben zwischen 5 und 30% des Modalbestandes aus.

Die Plagioklase sind vorwiegend hypidiomorph und generell zonar gebaut. Der An-Gehalt nimmt manchmal kontinuierlich, in anderen Fällen sprunghaft, nach außen ab. Die An-Gehalte in den unterschiedlich stark serizitisierten Kernen variieren in den einzelnen Proben zwischen 26 und 45 Mol-%. Einschlüße in Plagioklas sind Apatit, Erz, Zirkon, Biotit und Quarz.

Der Alkalifeldspat ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Häufig sind Entmischungen in Form von Mikroperthiten und seltener Fleckenperthiten anzutreffen. Eine Mikroklingitterung ist nicht zu beobachten. Der Alkalifeldspat umschließt Zirkon, Apatit, Cordierit, Erz, Quarz, Biotit (Chlorit) und Muskowit. Kleinere Alkalifeldspäte sind zum Teil vollständig in Hellglimmer umgewandelt.

Der Biotit zeigt einen Pleochroismus von gelbbraun (n_o) nach dunkelrotbraun (n_e). In den Randbereichen ist er oft in Chlorit und/oder Muskowit umgewandelt. Als häufigste Einschlüße liegen Zirkon, Apatit und Erz vor.

Muskowit tritt als Umwandlungsprodukt von Biotit und Feldspäten auf.

Cordierit kommt in allen untersuchten Proben vor. Zum größten Teil ist er jedoch in Pinit oder Chlorophyllit umgewandelt.

Quarz bildet im allgemeinen die xenomorphen Zwickelfüllungen. Er umschließt dabei Zirkon, Biotit und Muskowit. Daneben findet man Quarz auch hypidiomorph in Form von kleinen rundlichen bis ovalen Querschnitten.

Die Akzessorien Zirkon und Apatit bilden die wichtigsten Einschlußmineralien in Biotit. Stellenweise lassen sich idiomorphe Zirkone beobachten, die von Apatit umschloßen sind. Ein häufig beobachtbares Phänomen sind granophyrische und myrmekitische Quarz-Feldspat Verwachsungen.

Klein- bis mittelkörnige Granite (nach CETIN 1979)

Die klein- bis mittelkörnigen Granite sind gelblich bis hellgrau gefärbte, hypidiomorph gleich- bis wechselkörnige Gesteine. In einigen Ausnahmen kann man von einer porphyrischen Struktur sprechen. In einigen Proben ist eine Regelung der Glimmer zu beobachten.

Die Plagioklase liegen zumeist hypidiomorph vor. Der Kern ist unterschiedlich stark, aber immer stärker serizitisiert als der Rand. Sie sind meist einfach zonar gebaut, wobei der maximale An-Gehalt in den einzelnen Proben zwischen 13 und 25 Mol-% schwankt. Der Saum ist in allen Fällen albitisch. Neben größeren Hellglimmern sind des öfteren rundliche Quarzeinschlüße zu erkennen, welche mitunter zonar eingelagert sind. In einigen Proben umgibt ein Saum aus Alkalifeldspat die Plagioklase.

Alkalifeldspat ist hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet. Flecken- und Aderperthite sind häufig, eine Mikroklingitterung hingegen seltener und dabei unterschiedlich stark ausgeprägt, zu

beobachten. In einigen Alkalifeldspäten liegen rundliche Quarzkörner als Einschlüße vor.
Der Biotit weist denselben Pleochroismus auf wie der des Kristallgranit II (gelbbraun nach dunkelrotbraun). Der Chloritisierungsgrad ist aber höher, wenn auch von Probe zu Probe unterschiedlich. Er reicht bis 90%.
Muskowit liegt sekundär als Umwandlungsprodukt des Plagioklas und des Biotit vor, wurde zum Teil aber auch primär aus dem Magma ausgeschieden.
Der Cordierit ist in den meisten Fällen vollständig umgewandelt.
Apatit ist in der Regel an Biotit gebunden. Er erscheint in der Hauptsache kantengerundet.
Neben Apatit findet sich am häufigsten Zirkon in Biotit. Dieser ist im allgemeinen idiomorph. Der Zirkon ist aber nicht ausschließlich an Biotit gebunden. Er ist daneben auch in den Feldspäten zu finden.
Hypidiomorph, selbständig oder verwachsen mit Ilmenit, liegen Körner von Titanit in Biotit.
Akzessorisch findet man in diesen Graniten Sillimanit als kleine Fibrolithsträhnen verwachsen mit Muskowit. Auch eine andere Form dieses Alumosilikates, der Andalusit, kommt in fast jeder Probe vor. Dieser ist stets von Muskowit umgeben. In zwei Fällen wurde auch Granat beobachtet.

Granitporphyr (nach RYGOL 1980)

Die Granitporphyre des Regensburger Waldes sind hiatal- bis serialporphyrisch. In der Regel sind sie zu je einer Hälfte einer fein- bis kleinkörnigen Grundmasse und Einsprenglingen

zusammensetzt. Etwa 70% der Einsprenglinge fallen dabei auf die Feldspäte. Der Rest setzt sich zusammen aus Quarz, Biotit und ungefähr 1% pinitisiertem Cordierit. In allen Proben ist eine Regelung der Alkalifeldspat- und der Plagioklas-Einsprenglinge angedeutet. Die Grundmasse ist stets vollkristallin und besteht aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit und Erz.
Der Plagioklas ist idiomorph und bis zu einer Größe von 15 mm entwickelt. Im allgemeinen überschreitet er aber eine Größe von 8 mm nicht. Die Plagioklase sind mitunter sehr stark serizitisiert. Der maximale An-Gehalt im Kern schwankt zwischen 25 und 35 Mol-% und nimmt randlich oft sprunghaft, teilweise aber auch kontinuierlich, bis auf 15 Mol-% Anorthit ab. Gelegentlich sind randlich kleine Quarzkörner eingelagert.
Alkalifeldspat bildet die größten Einsprenglinge im Granitporphyr (max. 70 mm). Eine Perthitentmischung liegt häufig vor. Der Mikroklinisierungsgrad ist gering. Teilweise läßt sich gar keine Gitterung feststellen. Alkalifeldspat umschließt Zirkon, Apatit, Quarz, Biotit und Plagioklas, wobei letztere häufig orientiert in die Kornrandbereiche eingelagert sind.
Biotit kann sowohl eigengestaltlich wie auch xenomorph vorliegen. Der Pleochroismus geht von hellrotbraun (n_α) nach dunkelrotbraun (n_γ). In den häufig chloritisierten Biotiten kommt es zur Ausscheidung von Titanit, Ilmenit und Limonit.
Der Quarz tritt in einer häufig korrodierten Hochtemperaturmodifikation auf.
Der Cordierit ist generell pinitisiert.
Akzessorien sind idiomorphe Apatite (max. 0,8 mm) und Zirkone (max. 0,1 mm). Sie sind sowohl in der Grundmasse, als auch in den Einsprenglingen, in der Hauptsache aber an Biotit gebunden, anzutreffen.

In fast allen Proben sind Quarz-Feldspat-Verwachsungen vorhanden. Manchmal sind sie nur in der Grundmasse zu sehen, teilweise bilden sie aber Säume um Feldspateinsprenglinge.

5.3.1.2 Geochemie

Für die folgende geochemische Auswertung der Intrusiva des Regensburger Waldes wurde auf schon veröffentlichte Analysen zurückgegriffen. Diese Analysen sind folgenden Arbeiten entnommen:

Diorit und Granodiorit	(aus OLBRICH 1978)
Kristallgranit I	(aus PROPACH 1977)
Klein- bis mittelkörniger Granit	(aus CETIN 1979)
Granitporphyr	(aus RYGOL 1980)

Für den Kristallgranit II wurden die Analysen selbst erstellt.

5.3.1.2.1 Beschreibung der Diagramme

In den Variationsdiagrammen der Elemente, angetragen gegen den Differentiationsindex (D.I. aus der C.I.P.W.-Norm nach THORNTON und TUTTLE 1960), wurden die vier basischsten Proben der Diorite (D.I. 47-56) nicht mit in die Diagramme aufgenommen (Abb. 6 a-d), um die Abszisse nicht zu vergrößern und so, folglich formatbedingt, die "Granitfelder" zu stark zusammenzupressen. Die Verlängerung der Umrandung des Feldes schließt aber in jedem Falle die Diorite mit niedrigerem D.I. mit ein (4 Proben).

Im Gegensatz zum Kristallgranit II (D.I. 84-88) sind der Diorit (D.I. 47-69), der Kristallgranit I (D.I. 76-87), der klein- bis mittelkörnige Granit (D.I. 87-95) und der Granitporphyr (D.I. 82-94) in sich stärker differenzierte Magmatite (Abb. 6 a-d).
Die Elemente Magnesium, Zirkonium und Phosphor (Abb. 6 a,b,c) weisen für den Diorit (1 Ausreißer) und den Kristallgranit I eine kontinuierliche Abnahme mit steigendem D.I. und eine vergleichbar negative Steigung auf. Die Felder für die beiden Gesteine liegen dabei durch den Differentiationsindex deutlich voneinander getrennt. Ein ähnliches Verhalten, bei allerdings positiver Steigung, ist im Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 7b) festzustellen. Im Diagramm Rb/Sr (Abb. 7a) berühren sich beinahe die Felder dieser beiden Magmatite. Beiden Gesteinen sind bei deutlich unterschiedlichen ($MgO+FeO+P_2O_5$)-Gehalten (Abb. 9), etwa gleiche und im Bezug auf die anderen Intrusiva, relativ hohe Fluor-Gehalte zu eigen ($FeO+MgO+P_2O_5$ als Summe wichtiger Oxide der Hauptfluorträger in granitoiden Gesteinen: =Biotit und Apatit).
Der Kristallgranit II, welcher zeitlich nach dem Kristallgranit I intrudierte, ist höher differenziert als der Kristallgranit I. Dies geht zum einen hervor aus dem höheren D.I. den der Kristallgranit II aufweist (Abb. 6 a-d), zum anderen ist ein deutlicher Anstieg der Rb-Gehalte (Abb. 6d) und eine deutliche Abnahme der Sr-Gehalte (Abb. 7a) festzustellen. Eine solche höhere Differentiation ist auch in der Abb. 8a aufgezeigt. Das Feld des Kristallgranit II ist gegenüber dem Feld des Kristallgranit I zu deutlich höheren Rb/K-Verhältnissen hin versetzt.
Sehr deutlich unterscheidet sich der Kristallgranit II von den zuvor beschriebenen Magmatiten hinsichtlich des Verhaltens der

Elemente Fluor, Zirkonium und Titan. In dem Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 7 b) ergibt sich für das Feld des Kristallgranit II eine stärkere Steigung als für den Kristallgranit I. Während die Zirkoniumgehalte der beiden Kristallgranite sich im Mittel nicht sehr stark unterscheiden (271 ppm im Kristallgranit II gegenüber 298 ppm im Kristallgranit I), streuen diese innerhalb des Kristallgranit II (150-500 ppm) im Gegensatz zum Kristallgranit I sehr deutlich. Auch für Fluor ist eine starke Streuung (Abnahme) innerhalb des Kristallgranits II festzustellen (Abb. 9)

Der klein- bis mittelkörnige Granit ist von allen hier betrachteten Graniten der am höchsten differenzierte Granit. In fast allen Diagrammen schließt er sich direkt an das Feld des Kristallgranit II an und weist auch die oben für letzteren beschriebenen geochemischen Merkmale auf (F,Zr;Ti).

Der Granitporphyr weicht in chemischer Hinsicht vom Verhalten der anderen jungen Granite (Kristallgranit II, klein- bis mittelkörniger Granit) ab. So weisen die deutlich höheren Rb-Gehalte auf eine stärkere Differenzierung des Granitporphyrs hin (Abb. 6d, 7a, 8a). Ein entgegengesetztes Bild ergibt sich in Abb. 8b, in dem er, durch ein im Verhältnis zu den anderen jungen Graniten hohes Sr/Ca-Verhältnis, eine besondere Stellung einnimmt. Auch die Fluor-Gehalte steigen gegenüber dem klein- bis mittelkörnigen Granit wieder an.

Allgemein läßt sich feststellen, daß innerhalb der jüngeren Granite in den Variationsdiagrammen eine Zusammengehörigkeit besteht. Diese wird durch einen ihnen gemeinsamen hohen Differentiationsgrad und durch ihr sympathetisches Verhalten in den Variationsdiagrammen Zr/TiO_2 und $F/FeO+MgO+P_2O_5$ angezeigt (Abb. 7b u. 9).

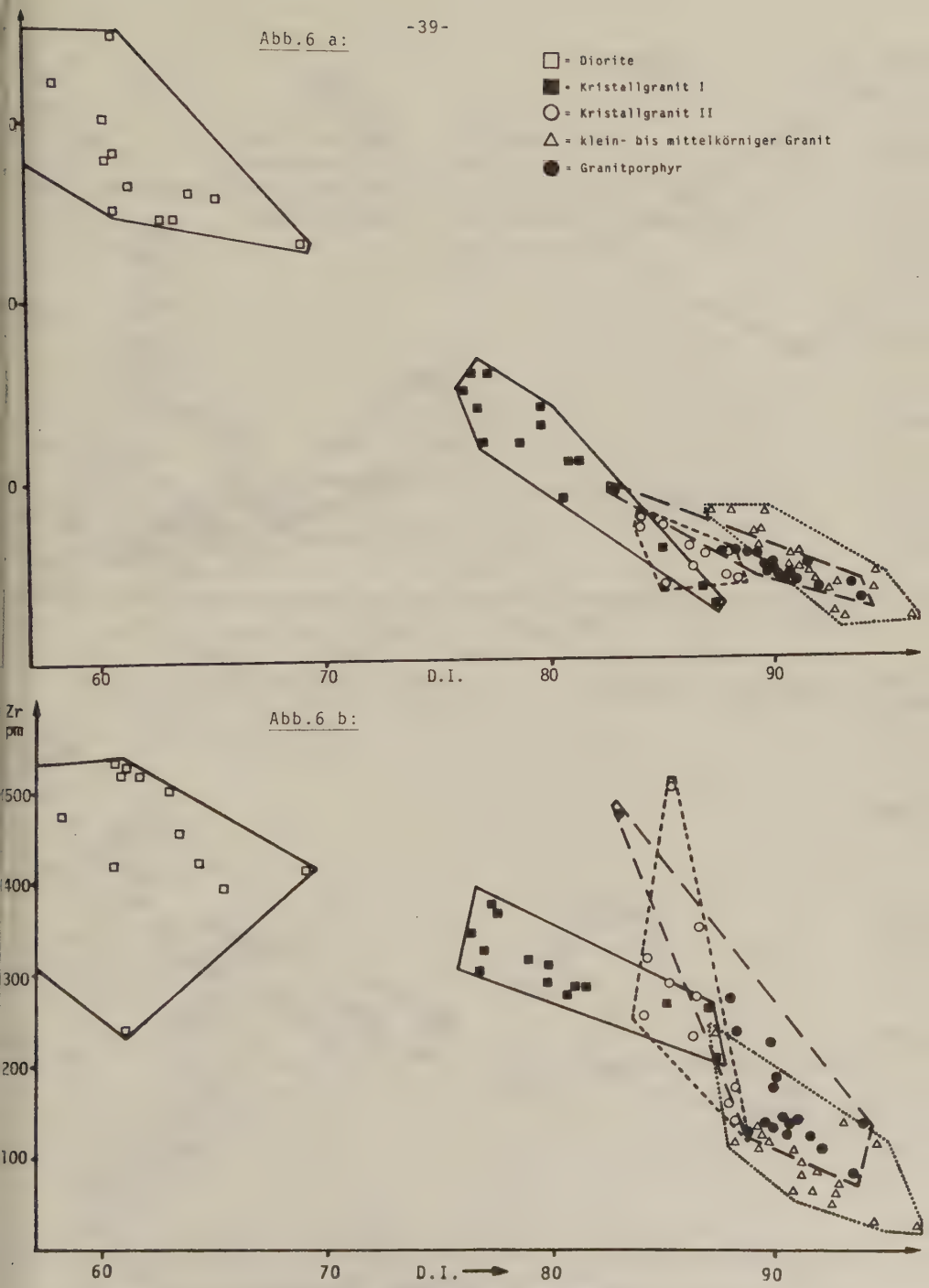
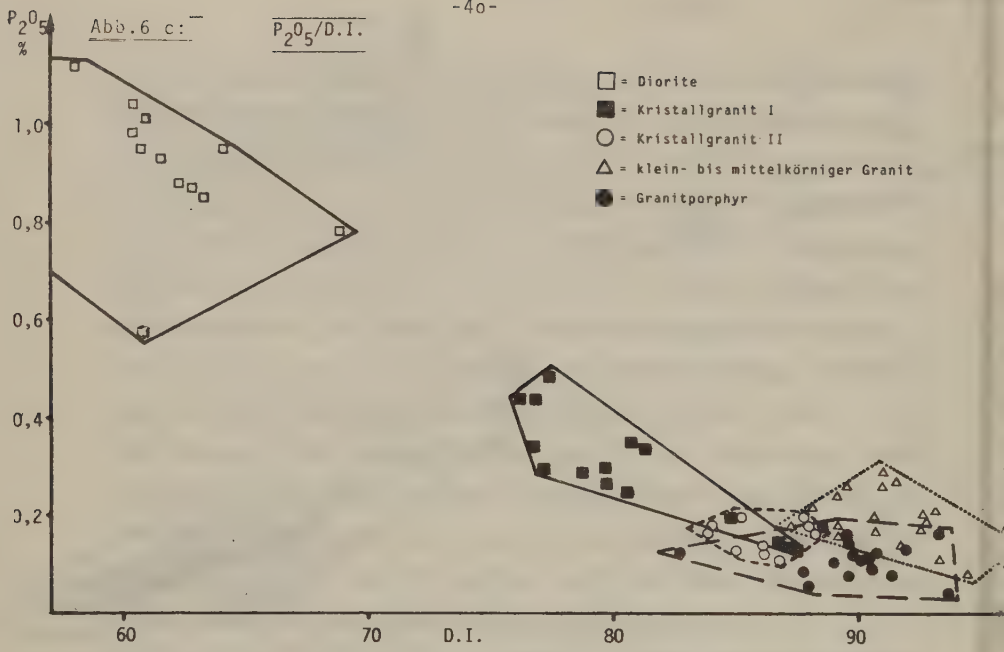


Abb.6 a.b: Variationsdiagramme MgO und Zr gegen den D.I.



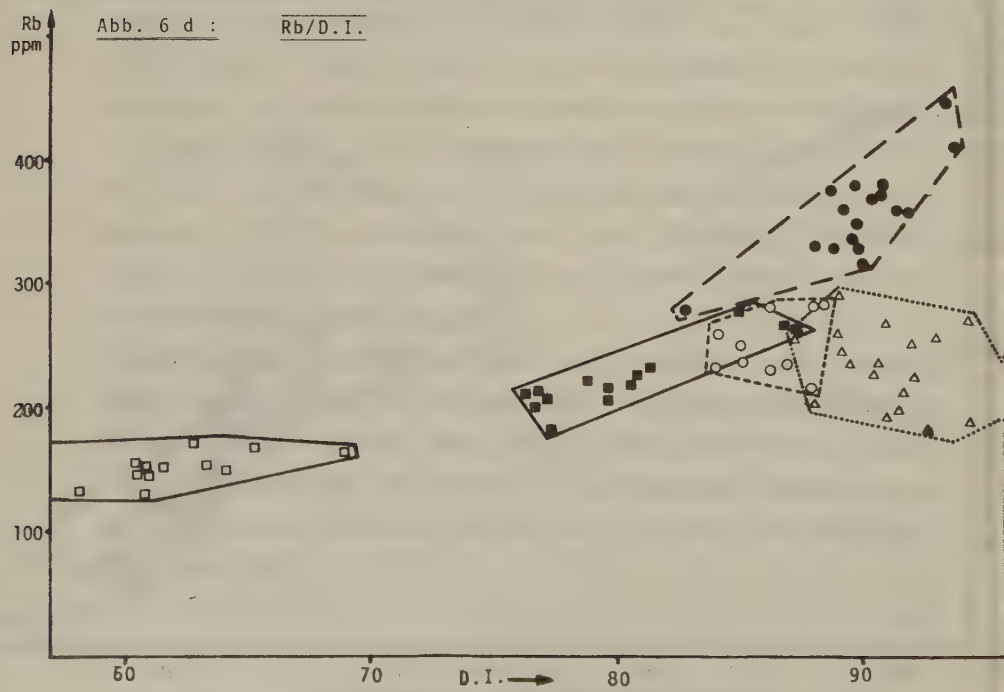


Abb. 6 c,d: **Variationsdiagramme P_2O_5 und Rb gegen den D.I.**

Abb.7 a: Rb/Sr

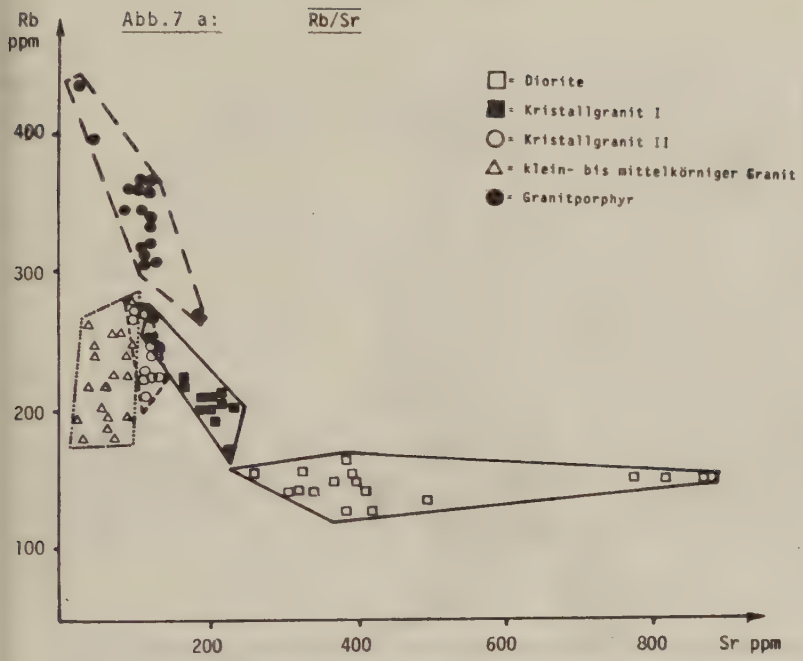


Abb. 7 a : Variationsdiagramm Rb gegen Sr

Abb. 7 b : Zr/TiO_2

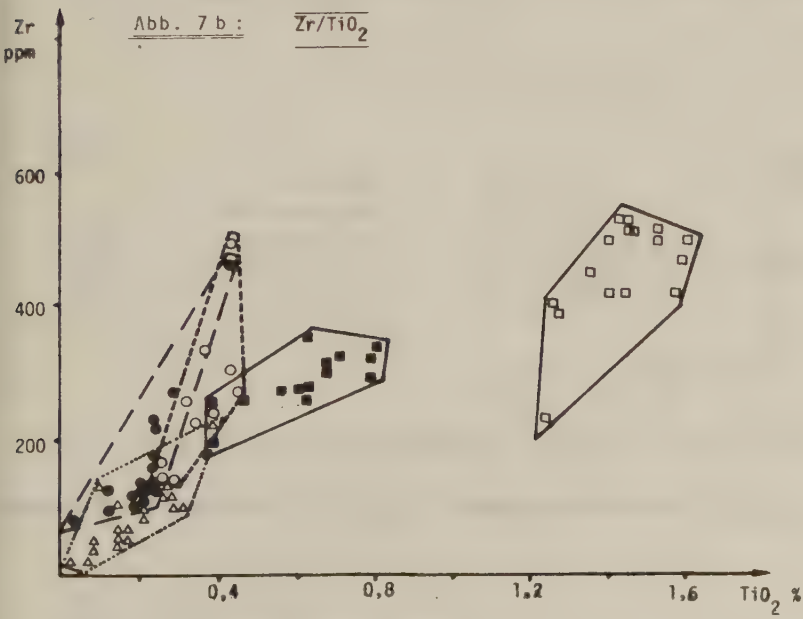
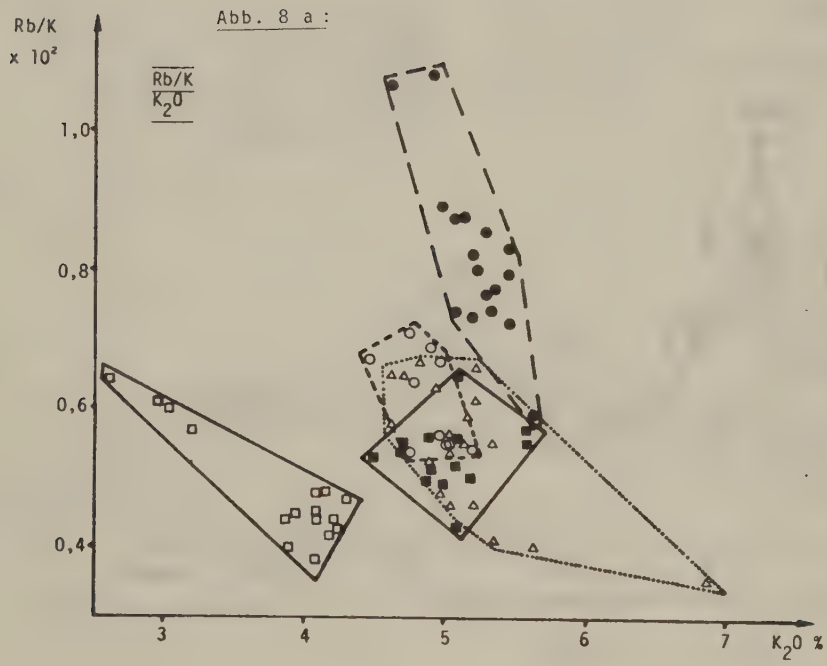


Abb. 7 b : Variationsdiagramm Zr gegen TiO_2



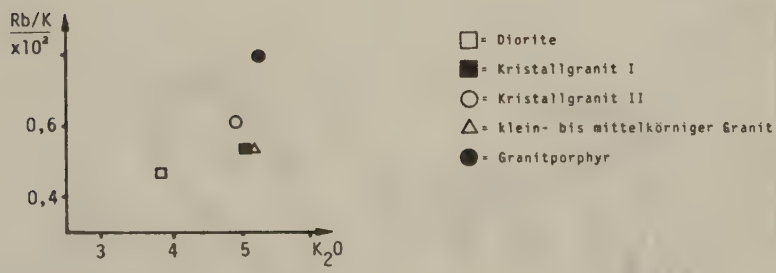
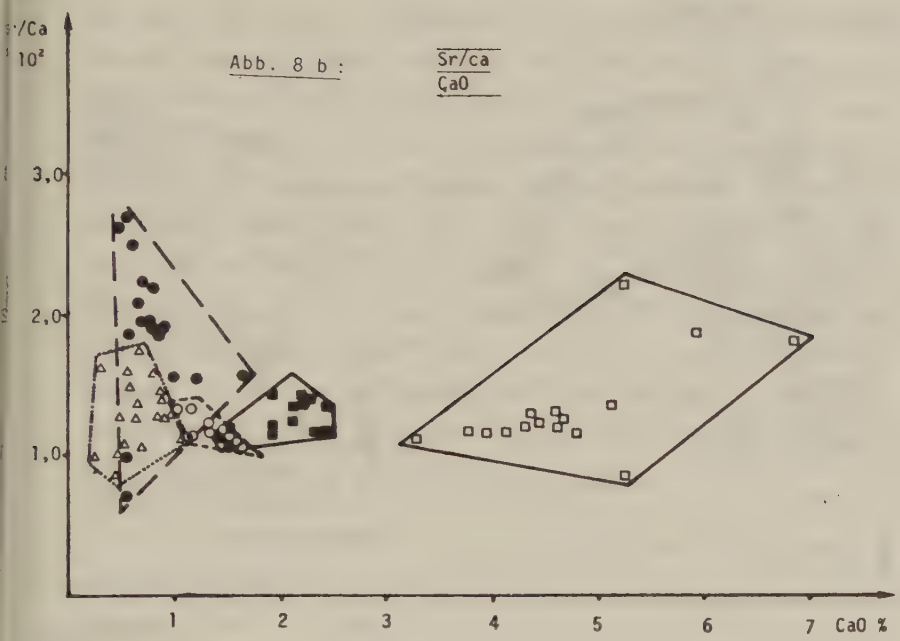
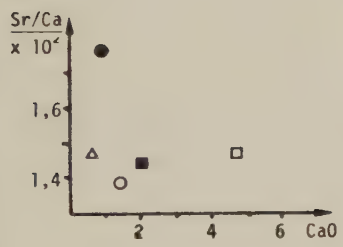


Abb. 8 a : Variationsdiagramm Rb/K gegen K_2O und Darstellung der Mittelwerte





□ = Diorite
■ = Kristallgranit I
○ = Kristallgranit II
△ = klein- bis mittelkörniger Granit
● = Granitporphyr

Abb. 8 b : Variationsdiagramm Sr/Ca gegen CaO und Darstellung der Mittelwerte

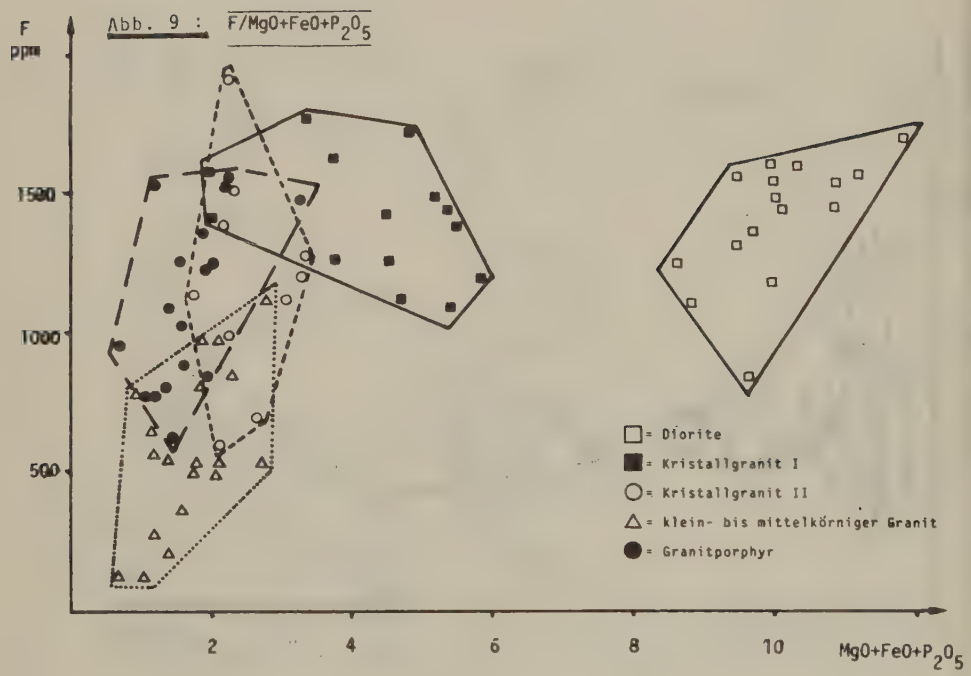
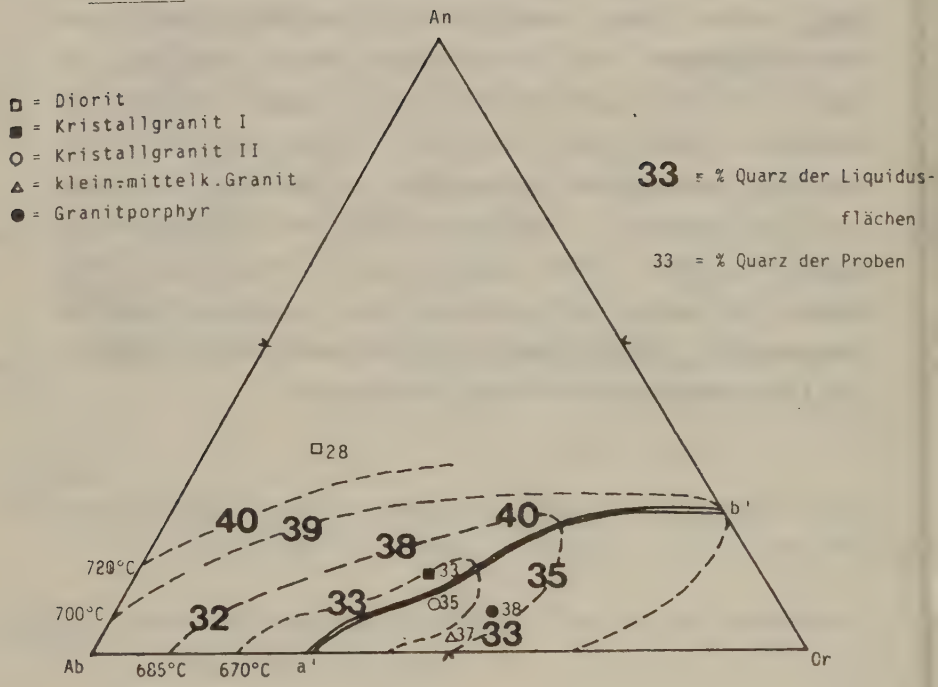


Abb. 9: Variationsdiagramm F gegen ($MgO+FeO+P_2O_5$); Mg, Fe, P als Kationen der Hauptfluorträger Biotit und Apatit

Die Abb. 10 zeigt die Projektion des "Granit-Systems" von der Qz-Ecke auf die Seite An-Ab-Or bei einem Druck von P-H_2O = 5 kbar. Geringe Drucke verschieben die isobaren Liquidusflächen Plagioklas$_{ss}$+Quarz und Alkalifeldspat$_{ss}$+Quarz (gestrichelt in Abb. 10) in Richtung der Qz-Ecke. Für die Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes sind aber diese Drucke vermutlich zu hoch angesetzt (kaledonische Metamorphose im westlichen Bayerischen Wald bei ungefähr 4 kbar, BLÖMEL 1976). Für den Granitporphyr diskutierte RYGOL (1980) einen Druck von P-H_2O = 2 kbar. Die Drucke, die während der Bildung der zuvor intrudierten Magmatite vorherrschten, dürften darüber gelegen haben. Drucke zwischen 2 und 4 kbar erscheinen mir hierfür realistisch.

Abb. 10:



Die Projektion des "Granit-Systems" von der Qz-Ecke auf die Seite An-Ab-Or (aus WINKLER und BREITBART 1978).
(gestrichelt = Isothermen der isobaren Liquidusflächen)

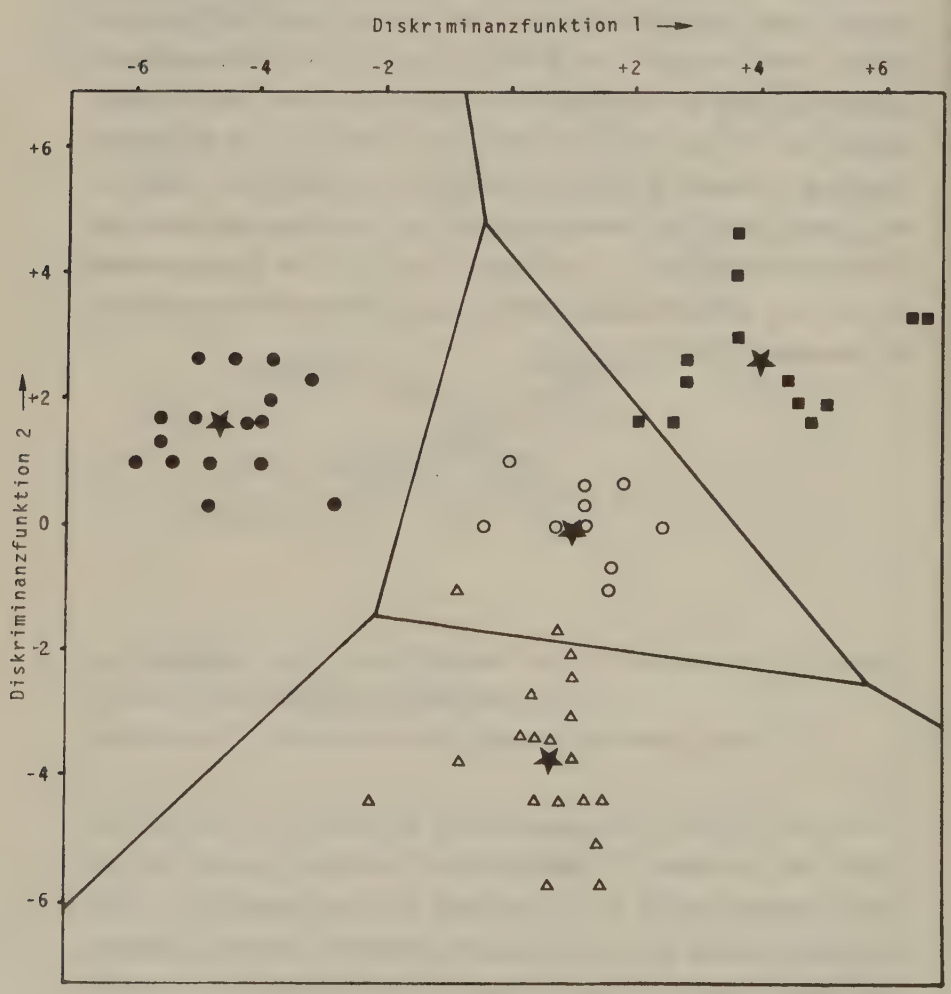
In der Abb. 10 liegen die Projektionspunkte (aus der Meso-Norm) für den Diorit und den Kristallgranit I oberhalb der Linie a'-b' im Phasenvolumen des Plagioklas, die Projektionspunkte der jüngeren Granite unterhalb dieser Linie im Phasenvolumen des Quarzes. Sie lägen jedoch im Phasenvolumen des Alkalifeldspates, im Falle einer Projektion der Punkte in das "Granit-System", bei P-H_2O Drücken zwischen 1 - 2 kbar.

Diskriminanzanalyse:

In der Diskriminanzanalyse (Abb. 11) sieht man die vollständige Trennung der einzelnen Granite (100%), aber auch den geochemischen Trend, der sich vom Kristallgranit I über den Kristallgranit II zu den klein- bis mittelkörnigen Graniten hin ergibt. Für den Granitporphyr, der in den Variationsdiagrammen durch einen Anstieg im Sr-Gehalt und in den petrographischen Befunden, wegen des Anstiegs des An-Gehaltes in den Plagioklasen, gegen den klein- bis mittelkörnigen Granit, eine gesonderte Stellung einnahm, ergibt sich auch hier eine deutliche Trennung. Er liegt gegen die anderen Granite, zu einer deutlich negativen Diskriminanzfunktion 1 und gegen den zeitlich vorangehenden klein- bis mittelkörnigen Granit, positiven Diskriminanzfunktion 2, versetzt.

Abb. 11 : Übersicht der Diskriminanzanalyse der Granite des REGENSBURGER WALD

(Symbole siehe Variationsdiagramme; ★ = Gruppenzentrum)



5.3.2 Die Intrusivgesteine von Sattelpeilnstein, Lalling, Metten und der Flasergranit am Pfahl

Im Osten schließt sich an den Regensburger Wald der mittelkörnige Granit von Sattelpeilnstein an. Entsprechend seiner Nähe zum Pfahl weisen die Glimmer dieses Granits eine deutliche Regelung auf. Kennzeichnend für ihn sind auch Alkalifeldspat-Einsprenglinge bis 10 mm Größe.

Weiter nach Osten erstreckt sich, immer entlang des Pfahls, ein weiterer mittelkörniger Granit, der auf Grund seiner pfahlparallelen Regelung den Namen "Flasergranit" erhielt. Wie auch beim Granit von Sattelpeilnstein ist die Regelung in erster Linie durch die Glimmer vorgegeben. Charakteristisch sind wiederum bis 10 mm große Alkalifeldspat-Einsprenglinge.

Gegen Südosten, zum Teil eingebettet in den Flasergranit, liegen kleine N- bis NNW-streichende Linsen und Gänge von Dioriten. Sie erreichen eine Mächtigkeit bis 20 m. Im Streichen können sie bis 200 m aushalten. LIST (1958) trennte die Diorite in Quarzdiorite und Titanit-Fleckendiorite. Als Unterscheidungsmerkmale dienen weißliche bis 5 mm im Querschnitt messende Quarz-Feldspat-Flecken. Bei beiden Varietäten handelt es sich um feinkörnige, schwärzliche Gesteine, wobei schon im Handstück eine deutliche Regelung zu beobachten ist.

Im Süden, nordwestlich und östlich der Stadt Deggendorf, in der Nähe des Donaurandbruchs, schließen sich zwei kleine Intrusivgebiete an.

Der nordwestlich von Deggendorf intrudierte Granit wurde nach der

Ortschaft Metten "Mettener Granit" benannt. Es handelt sich um einen Pluton, der nach SCHREYER (1967), aus mehreren, zeitlich kurz aufeinanderfolgenden Intrusionen aufgebaut ist. SCHREYER (1967) unterscheidet hierbei 5 Faziestypen. In dieser Arbeit ist das gesamte Massiv, der Komplexität halber, als ein Granittyp abgehandelt. Auf der geologischen Karte 1 : 100 000 (Geol. Bavaria Nr. 59) ist der Mettener Granit in zwei voneinander getrennte Massive unterteilt. Bei eigenen Begehungen konnte der westliche Teil dieses Granits, in seinem, auf der Karte eingetragenen, flächenmäßigen Umfang, nicht bestätigt werden. Die Gesamtfläche des Mettener Granits beschränkt sich nach eigenen Beobachtungen auf ca. 20 km².

Östlich der Stadt Deggendorf, um die Ortschaft Lalling, befindet sich ein ebenfalls etwa 20 km² großes Granitmassiv, das in der Literatur meist als Kaussinger Granit bezeichnet wird. Dieser Granit ist geringfügig kleinkörniger als der Mettener Granit und führt im Gegensatz zu diesem auch keine Einsprenglinge von Alkalifeldspat.

Geologische Bearbeiter dieses Teils des Vorderen Bayerischen Waldes waren unter anderen:

LIST und DÖRR	(1958)	Meßtischblatt Lalling
SCHREYER	(1957)	Meßtischblatt Deggendorf
WINTER u. GRAUERT	(1963)	Meßtischblatt Regen

5.3.2.1 **Petrographie**

Diorite:

Im Dünnschliff weist der Diorit ein typisches Erstarrungsgefüge auf. In einer feinkörnigen Matrix, bestehend aus Feldspäten, Quarzen und Biotit, "schwimmen" einige größere Plagioklase (max. 4 mm) sowie Hornblendaggregate (max. 5 mm). Die Glimmer umfließen dabei die größeren Einsprenglinge.

Die großen Plagioklas-Einsprenglinge sind hypidiomorph ausgebildet. Im Kern beträgt der maximale An-Gehalt 45 Mol-%. In einer der untersuchten Proben konnten Rekurrenzen im Aufbau der Plagioklase festgestellt werden. Dem Kern mit An_{45} schließt sich ein kleiner Saum An_{30} an. Anschließend wächst der An-Gehalt wieder auf An_{45} an, sinkt wiederum auf An_{30}, steigt dann nochmals auf An_{45} und geht in dem hypidiomorphen Saum auf An_{20} zurück. Die Plagioklase sind zum größten Teil nur geringfügig serizitisiert. Als Einschlüße führen sie Biotit, Hornblende und randlich Quarz. Seltener findet man Titanit und Apatit eingeschloßen in Plagioklas. Die hypidiomorphen bis xenomorphen Plagioklase (bis 2 mm) der Grundmasse, weisen einen maximalen An-Gehalt von 30 Mol-% auf, der in einem breiten Saum auf An_{20} abnimmt. Die einzige Probe eines Titanit-Fleckendiorits (Probe Nr. 20 284) nimmt dabei eine Sonderstellung ein, weil die großen Plagioklase stärker serizitisiert sind. In den kleinen Plagioklasen nimmt der An-Gehalt randlich bis auf An_{15} ab.

Alkalifeldspat ist nur hypidiomorph und xenomorph in der feinkörnigen Grundmasse zu finden. Er ist stets gegittert. Mengenmäßig tritt er gegen Plagioklas deutlich zurück.

Die Hornblende kommt immer in Form von Aggregaten kleiner Einzelkristalle vor (Pleochroismus: gelbbraun (n_x), braungrün (n_y), olivgrün (n_z)). Diese Aggregate werden als Umwandlungsprodukte primärer Pyroxene gedeutet. Randlich ist die Hornblende häufig von einem Biotitsaum umgeben. Mit dieser Umwandlung ist oft eine Ausscheidung von Titanit zu beobachten.

Der Biotit ist rotbraun bis dunkelrotbraun (n_z). Der aus der Hornblende hervorgegangene Biotit ist größer ausgebildet, als der der Grundmasse (1 mm / 0.2 mm). Sehr häufig wird eine Ausscheidung von Erz parallel (001) beobachtet.

Neben Erz und Titanit ist Zirkon und Apatit an Biotit gebunden. Der Apatit (kurzprismatisch) wird bis 0,4 mm groß. In der Grundmasse und in den größeren Plagioklasen ist er im Gegensatz zu den Apatiten an Biotit und Hornblende säulig bis stengelig, jedoch deutlich kleiner, ausgebildet.

In fünf der sechs untersuchten Proben konnte Orthit nachgewiesen werden. Häufig ist dieser zonar gebaut. Er liegt an Biotit und seltener an Hornblende, ist hypidiomorph und mitunter mit Epidot verwachsen.

Beim Titanit-Fleckendiorit findet sich, wie der Name schon aussagt, inmitten eines Quarz-Feldspatgemenges hypidiomorpher Titanit.

Kaussinger Granit:

Der Kaussinger Granit ist ein klein- bis mittelkörniger Granit. Die Plagioklase erreichen eine Größe von 3,5 mm. Sie sind idiomorph entwickelt. In drei Fällen konnte Rekurrenz nachgewiesen werden. In diesen drei Proben sind bedeutend höhere An-Gehalte zu verzeichnen. Beträgt der An-Gehalt sonst maximal 28 Mol-%, so kommen hier Werte bis An_{45} vor.

Z.B.: $An_{26-45-20}$; $An_{24-20-27-20-22}$). Alle Plagioklase sind stark serizitisiert und erscheinen teilweise fleckig.

An Einschlüßen sind Biotit, Apatit und untergeornet Quarz zu beobachten.

Die kleineren Plagioklase sind durchwegs hypidiomorph. Der

An-Gehalt beträgt An_{27} im Kern und An_{20} im Saum. Alkalifeldspat liegt in Form hypidiomorpher Einsprenglinge und in xenomorphen Zwickeln vor. Im Falle der Einsprenglinge umwächst er Biotit, Plagioklas, Quarz und Apatit. Eine Mikroklingitterung ist deutlich, die Perthitentmischung (Flecken) dagegen selten zu erkennen.
Der Biotit ist zumeist rotbraun (n_γ), kann aber auch dunkelbraun gefärbt sein. Sehr häufig ist er in Chlorit umgewandelt.
Neben Chlorit geht auch Muskowit aus Biotit hervor und ist mit diesem verwachsen.
Im Biotit sind viele, meist kleine Zirkone enthalten. Parallel (001) und randlich an Biotit kommt es zu Erz- und Titanitausscheidungen. Mit Titanit vergesellschaftet findet man auch Epidot. Generell ist dieser aber an Plagioklas und, wie Orthit (max. 0,5 mm zonar), an Biotit gebunden. Apatit (bis 0,3 mm) liegt vorwiegend an und in Biotit. In Plagioklas tritt er ebenfalls kurzprismatisch, jedoch kleiner auf. In der Grundmasse findet man ihn klein, stengelig bis nadelig.

Mettener Granit:

Auch die Plagioklase des Mettener Granits zeigen in einer der untersuchten Proben Rekurrenzen. Der höchste An-Gehalt beträgt An_{30}. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Kristalle werden bis 5 mm groß. Häufig ist der Kern stark serizitisiert. Teiweise sind sie fleckig entkalkt. Sie umschließen Biotit und Quarz. Kleinere Plagioklase sind "saurer" im Kern (An_{27}) und nehmen zum xenomorphen Saum auf An_{17} ab.

Als Einsprenglinge liegen Alkalifeldspäte vor, die eine Größe bis 10 mm erreichen. Selten ist dabei eine Idiomorphie zu beobachten. Entmischungen in Form von Aderperthiten sind in den deutlich gegitterten Alkalifeldspäten gut zu sehen. Mitunter sind Säume von Alkalifeldspat um Plagioklas zu beobachten.
Der Biotit ist rotbraun gefärbt. Eine Umwandlung in Chlorit ist unterschiedlich stark ausgeprägt. Immer geht mit einer derartigen Umwandlung eine Titanitausscheidung einher. Daneben lassen sich noch Rutil und Ilmenit parallel (001) als Entmischungsprodukte erkennen.
Muskowit ist mit Biotit verwachsen und geht zum größten Teil aus diesem hervor. Daneben ist Muskowit auf kleinen, verheilten Störungsbahnen anzutreffen. Unterschiedlich häufig ist Zirkon in den Biotiten der einzelnen Proben enthalten. Größere Apatite sind kurzprismatisch an Biotit gebunden.
In den anderen Mineralen ist er fein nadelig verteilt. Neben Apatit liegt seltener auch Epidot an Biotit. Als Akzessorium kommt Andalusit vor, der stets von einem Saum aus Muskowit umgeben ist.

Flasergranit:

Ebenfalls Andalusit führend, ist der Flasergranit südlich des Pfahls. Wie auch im Mettener Granit ist dieser zumeist vollständig in Hellglimmer umgewandelt. In einer Probe konnte ein Andalusitaggregat von 3,5 mm Größe beobachtet werden. Die Plagioklase (max. 5 mm) sind idiomorph bis hypidiomorph. Im Kern beträgt der maximale Anorthitgehalt 27 Mol-%. Gelegentlich sind

in den Plagioklasen Frakturen zu beobachten. Der Saum ist albitisch, wobei die Abnahme des An-Gehaltes vom Kern zum Saum in den meisten Fällen kontinuierlich verläuft. Als Einschlüße liegen Quarz und Biotit vor.

Die meist hypidiomorphen Alkalifeldspäte können bis 10 mm groß werden. Sie sind generell deutlich gegittert und weisen eine Perthitentmischung in Form von Adern auf. Die kleineren Alkalifeldspäte sind xenomorph in Zwickeln auskristallisiert und zeigen keine Perthitentmischung.

Der Biotit ist rotbraun und häufig in Muskowit, selten in Chlorit umgewandelt. Im Chlorit sind Rutilnadeln zu beobachten.

Titanit und Erz kommen nur untergeordnet vor, wobei letzteres überwiegt.

Der Apatit liegt gedrungen (bis 0,3 mm) an Biotit und nadelig in der Grundmasse. Vereinzelt trifft man ihn in den Plagioklasen an.

Ein häufiges akzessorisches Mineral im Flasergranit ist der Cordierit. Er wird bis 7 mm groß, ist aber zumeist vollständig in Hellglimmer und Pennin umgewandelt.

Granit von Sattelpeilnstein:

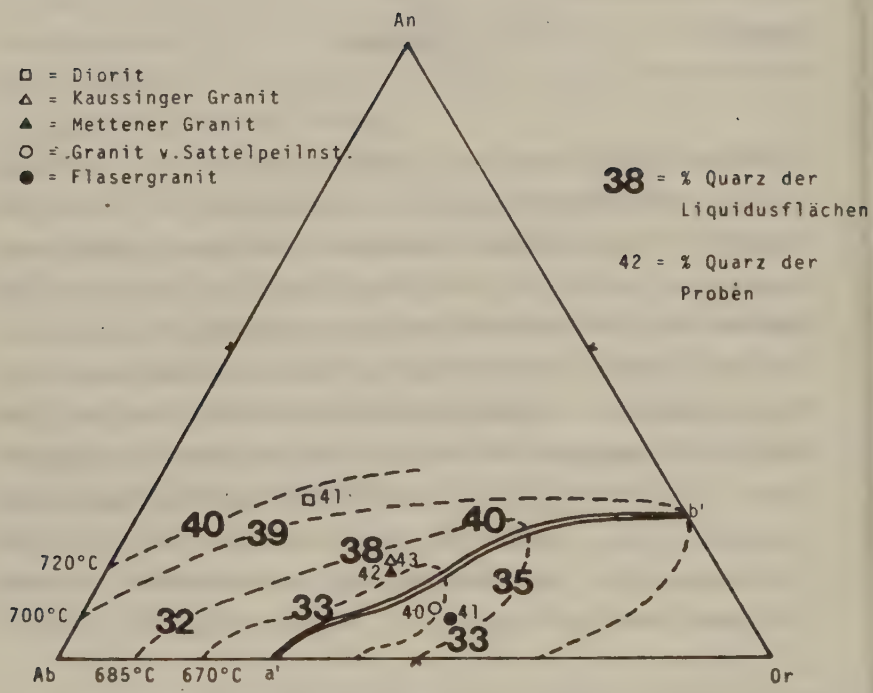
Ein Unterschied der Plagioklase ließ sich beim Vergleich des Flasergranites mit dem Granit von Sattelpeilnstein kaum erkennen. Ein wenig ausgeprägter scheint hier nur der Zonarbau zu sein. Auch die Alkalifeldspäte gleichen sich, sowohl in der Größe als auch in der Idiomorphie. Ein Unterschied ist durch den erheblich höheren Zirkongehalt der rotbraunen Biotite angedeutet. Daneben ist bei den chloritisierten Biotiten mehr Erz, Titanit und Rutil

ausgeschieden. Cordierit ist mengemäßig nicht so stark am Aufbau des Gesteins beteiligt. Wie auch im Flasergranit ist im Granit von Sattelpeilnstein eine Regelung des Gefüges in erster Linie durch die Glimmer angezeigt.

5.3.2.2 Geochemie

Im System An-Ab-Or-Qz (P-H_2O = 5 kbar - Abb. 12) ist zu erkennen, daß der Projektionspunkt (aus der Meso-Norm) des Diorites auf der isobaren Liquidusfläche Plagioklas und Quarz liegt (vgl. Regensburger Wald: Diorite im Phasenvolumen des Plagioklas). Die Granite von Lalling und Metten liegen oberhalb der Linie a·-b· (in Abb. 12) im Phasenvolumen des Quarzes (Regensburger Wald: Kristallgranit I im Phasenvolumen des Plagioklas). Unterhalb der Linie a·-b·, ebenfalls im Phasenvolumen des Quarzes, liegen der Granit von Sattelpeilnstein und der Flasergranit. Diese sind im Vergleich zu den jüngeren Graniten des Regensburger Waldes etwas in Richtung der Quarz-Ecke versetzt. Der Unterschied zu diesen ist jedoch nicht gravierend.

Abb. 12 :



Die Projektionspunkte der Magmatite in der Projektion des "Granit-Systems" von der Qz-Ecke auf die Fläche An-Ab-Or bei P_{H_2O} = 5 kbar (aus WINKLER und BREITBART, 1978).

In den Variationsdiagrammen (Abb. 13, 14, 15) ist ersichtlich, daß die "Diorite" bezüglich ihrer Elementgehalte recht einheitlich aufgebaut sind (Ausnahme: Zr in Abb. 13e, 14b). Dem entsprechen geringe Differenzen innerhalb des Differentiationsindexes, der für die "Diorite" mit maximalen Werten von D.I. = 70 sehr hoch liegt. Für eine hohe Differentiation spricht auch eine Lage des "Dioritfeldes" innerhalb des Kaussinger Granits in den Variationsdiagrammen Rb/Sr und (Abb. 14a, 15a).

Ein deutlicher Bezug der Diorite zu den Graniten ist in den anderen binären Diagrammen nicht zu erkennen.

Eine vergleichbare Spanne hinsichtlich des D.I. überdecken die Granite von Lalling und Metten (D.I. 77-88 bzw. 78-89). In den Diagrammen CaO, TiO_2, P_2O_5, Zr und F gegen den D.I. (Abb. 13 a,c,d,e,f), überdecken sich die Felder der beiden Granite fast vollständig. Dagegen nimmt Magnesium mit steigendem D.I. innerhalb des Mettener Granits stärker ab als im Kaussinger Granit (Abb. 13b). Auffallend sind die hohen Sr-Gehalte (Abb. 13), vor allem im Kaussinger Granit (max. 508 ppm Sr).

Die Granite von Sattelpeilnstein und der Flasergranit sind im D.I. eng begrenzt (D.I. 82-87 bzw. 85-90). Die Elementgehalte von Ca und Sr schwanken in den einzelnen Proben dieser Granite nur gering (Abb. 13, 15). Das Variationsdiagramm Rb/Sr (Abb. 14a) weist sie in Bezug auf die Granite von Lalling und Metten als höher differenzierte Granite aus. Gleichzeitig ist mit dem Anstieg der Rb-Werte ein Anwachsen der K_2O-Gehalte zu beobachten (Abb. 15a). Auffallend sind in diesen nördlichen Graniten ein Anstieg im P_2O_5-Gehalt bei gleichzeitig höherem Differentiationsgrad und die größere Inhomogenität der (hohen) Zr- und F-Gehalte (Abb. 13d,e,f).

Allgemein unterscheiden sich die "südlichen" Granite (Kaussing und Metten) von den "nördlichen" (Flasergranit und Granit von Sattelpeilnstein) in den Variationsdiagrammen (Abb. 13, 14) durch unterschiedliche Steigungen der "Differentiationsfelder".

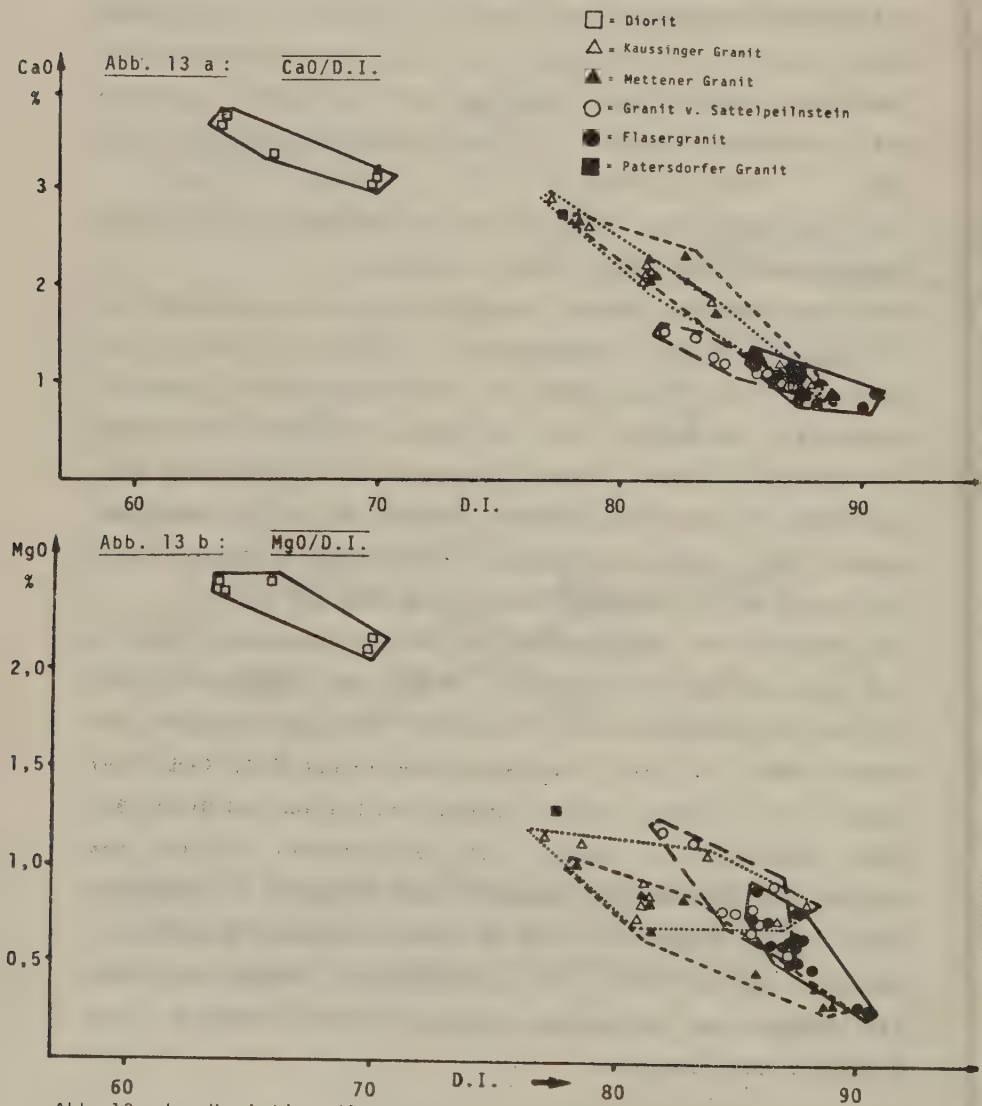


Abb. 13 a,b : Variationsdiagramme CaO und MgO gegen den D.I.

Abb. 13 c : TiO_2/D.I.

□ = Diorit
△ = Kaussinger Granit
▲ = Mettener Granit
○ = Granit v. Sattelpeilnstein
● = Flasergranit
■ = Patersdorfer Granit

60 70 D.I. 80 90

Abb. 13 d : P_2O_5/D.I.

60 70 D.I. → 80 90

Abb. 13 c,d : Variationsdiagramme TiO_2 und P_2O_5 gegen den D.I.

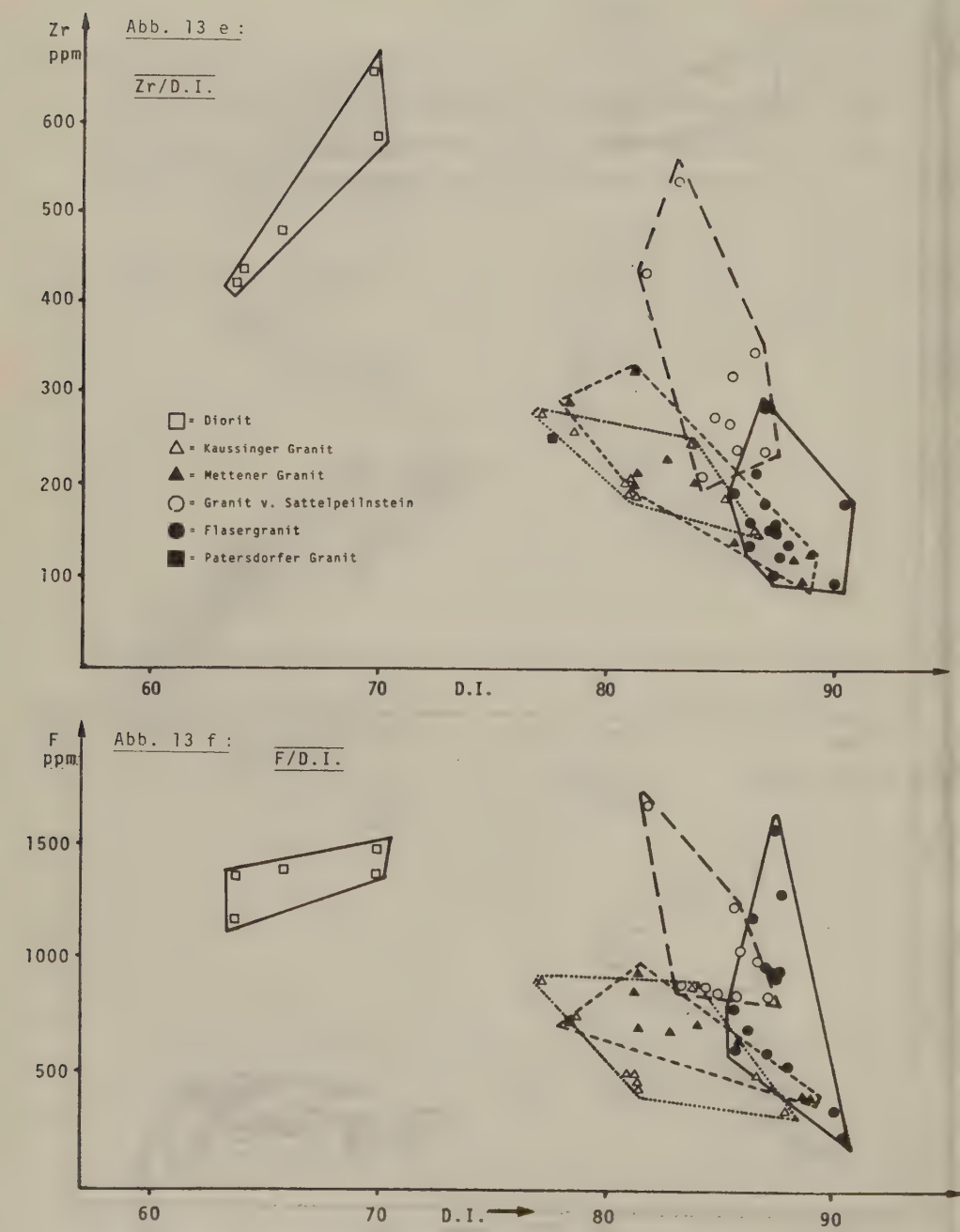


Abb. 13 e,f : Variationsdiagramme Zr und F gegen den D.I.

Abb. 13 g :

Sr/D.I.

Sr ppm

500

400

300

200

100

60

70

D.I. →

80

90

□ = Diorit

△ = Kaussinger Granit

▲ = Mettener Granit

○ = Granit v. Sattelpeilnstein

● = Flasergranit

■ = Patersdorfer Granit

Abb. 13 g : Variationsdiagramm Sr gegen den D.I.

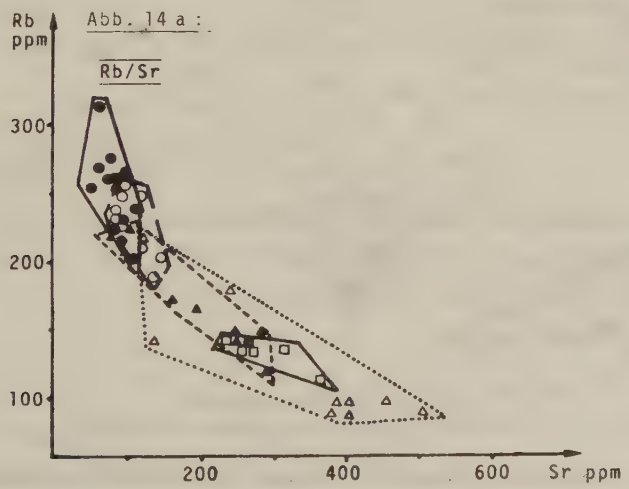


Abb. 14 a : Variationsdiagramm Rb gegen Sr

Abb. 14 b :

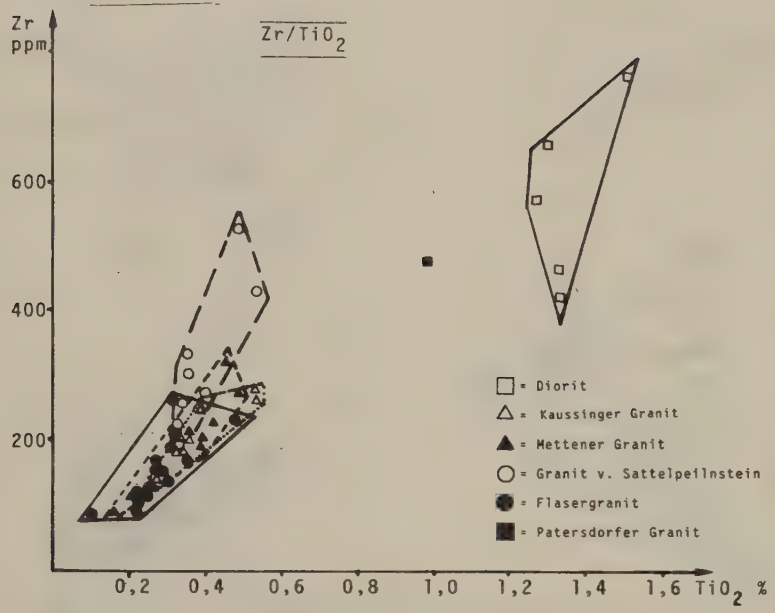


Abb. 14 b : Variationsdiagramm Zr gegen TiO_2

Abb.15 a :

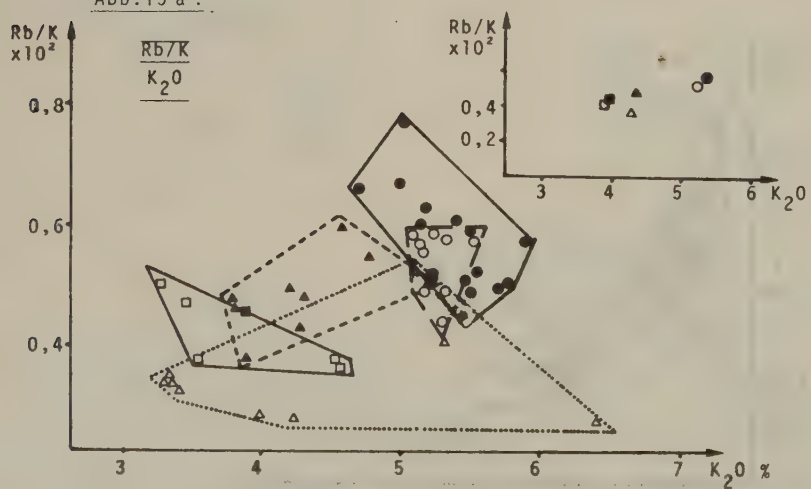
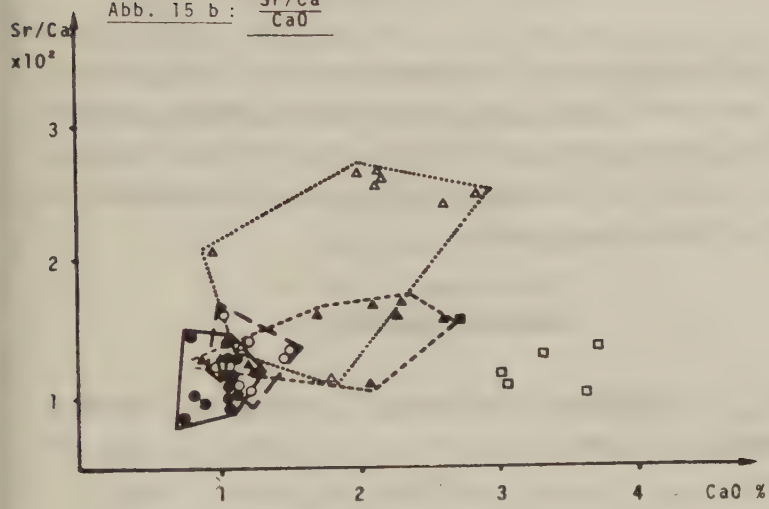
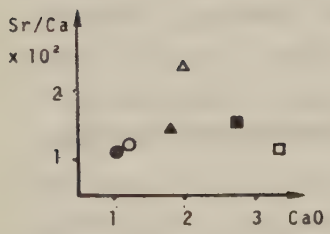


Abb. 15 a : Variationsdiagramm Rb/K x 10^2 gegen K_2O und Darstellung der Mittelwert

Abb. 15 b : $\frac{Sr/Ca}{CaO}$





□ = Diorit
△ = Kaussinger Granit
▲ = Mettener Granit
○ = Granit v. Sattelpeilnstein
● = Flasergranit
■ = Patersdorfer Granit

Abb. 15 b :Variationsdiagramm Sr/Ca x 10^2 gegen CaO und Darstellung der Mittelwerte

5.3.2.3 Diskriminanzanalyse

Eine Diskriminanzanalyse, vorgenommen an den vier Graniten, führte nur beim Granit von Sattelpeilnstein und beim Mettener Granit zu einer eindeutigen Trennung. Eine Probe des Kaussinger Granites wurde dem Flasergranit zugeordnet, der Flasergranit in einem Falle dem Mettener Granit.

Gruppenmitgliedschaft

Granit:	Kaussinger G.	Mettener G.	Sattelp. G.	Flaserg.
Kaussinger G.	88,9%	---	---	11,1%
Mettener G.	---	100%	---	---
Sattelp. G.	---	---	100%	---
Flaserg.	---	6,7%	---	93,3%

5.3.3 Die Intrusivgesteine von Saldenburg und Tittling

Östlich vom Kaussinger Granit, an der Grenze zum Passauer Wald, liegt das Intrusivgebiet von Saldenburg und Tittling, in der Literatur auch allgemein als "Intrusivgebiet um Fürstenstein" bezeichnet. Den geographischen Rahmen des ca. 150 km² großen

Massivs bilden die Städte Eging im Westen, Schönberg im Norden, Tittling im Osten und Aicha im Süden.
Aufgebaut wird dieses Massiv von fünf Intrusiva, wobei ältere und jüngere Stock- bzw. Ganggranite nicht berücksichtigt sind.
Nach der Intrusionsfolge sind gegliedert:

1. Fürstensteiner Diorit und "Engelburgit"
2. Tittlinger Granit
3. Eberhardsreuther Granit
4. Zwei- Glimmergranit
5. Saldenburger Granit

Die Intrusionsfolge beginnt mit dem Eindringen eines diotitischen Magmas entlang der Linie Eging - Tittling. Im Osten des Gebietes geht dieser Fürstensteiner Diorit in den sogenannten "Engelburgit" über. Megaskopisch unterscheidet sich dieser vom dunkleren Fürstensteiner Diorit vor allem durch gut sichtbare, teilweise idiomorphe Titanitkristalle, die in einer Feldspat-matrix liegen. Gedeutet wurde dieser Engelburgit als ein vom Tittlinger Granit her überprägter, Fürstensteiner Diorit (TROLL 1964).
Es folgt der Tittlinger Granit, ein dunkler, mittelkörniger Biotitgranit, der geographisch die östliche Grenze des ganzen Massivs bildet. Im Norden schließt sich an diesen, getrennt durch eine "Zunge" des Saldenburger Granits, der Eberhardsreuther Granit an. Von SCHOLZ (1927) wurde der Eberhardsreuther Granit auf Grund seiner makroskopischen Ähnlichkeit , dem Tittlinger Granit als dessen nördlicher Ausläufer zugeordnet. Entgegengesetzt sieht TROLL (1964) in ihm, belegt durch eine mikroskopische Bestandsaufnahme, sowie gefügekundlicher Fakten

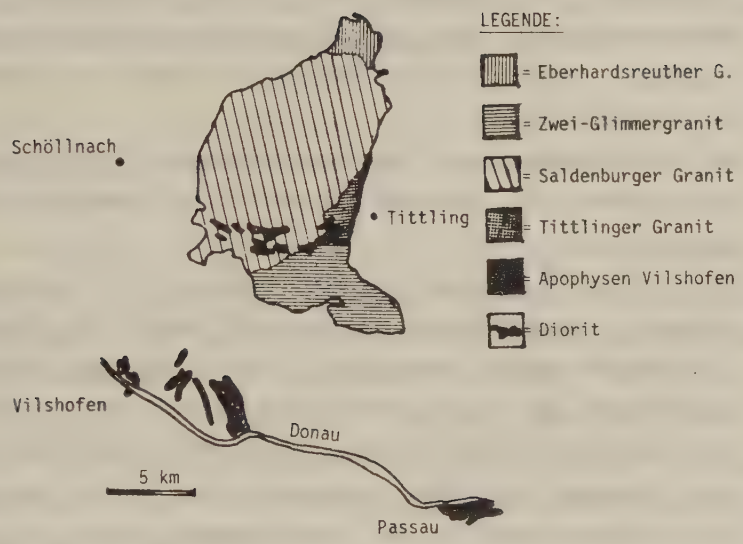
(abweichendes Klüftungsverhalten), eher einen direkten Vorläufer des Saldenburger Granits und somit auch diesem zugehörig.

Im Süden des Massivs folgte zeitlich der Zwei- Glimmergranit. Dieser Granit ist in sich sehr inhomogen. Einige Proben aus diesem Gebiet lassen sich megaskopisch mit dem Tittlinger Granit vergleichen, während andere als dem Saldenburger Granit zugehörig angesprochen werden können. Namensgebend für den Zwei-Glimmergranit ist das Auftreten von Muskowit neben Biotit. Schollen von Zwei- Glimmergranit, die im Saldenburger Granit am Hochberg gefunden wurden (TROLL 1964), weisen ihn als dessen Vorläufer aus.

Der Saldenburger Granit stellt flächenmäßig den größten Teil des Intrusivgebietes von Fürstenstein. Er grenzt im Süden an den Diorit und Zwei- Glimmergranit, im Osten an den Tittlinger Granit und im Nordosten an den Eberhardsreuther Granit. Es handelt sich um einen porphyrischen Granit mit Alkalifeldspäten bis maximal 10 cm. Die Grundmasse ist klein- bis mittelkörnig. Einmessungen der Alkalifeldspatregelung (TROLL 1964) ergaben für diesen Granit das Bild eines Granitpfropfens, welcher das Gneisgebirge bei der Intrusion anhob und anschließend stellenweise flach überfloß.

Südlich des Intrusivgebiets von Fürstenstein, am Donaurandbruch bei Vilshofen, schließen sich einige kleine Granitvorkommen an. Diese kleinkörnigen Granite wurden der Vollständigkeit halber mitbeprobt.

Geologische Karte



5.3.3.1 **Petrographie**

Quarz-Glimmerdiorit:

Der fein- bis kleinkörnige Quarz-Glimmerdiorit weist Hornblendeflecken (bis 6 mm) auf. In einer fein- bis kleinkörnigen Grundmasse aus Quarz, Biotit, hypidiomorphen Plagioklas und

xenomorphen Alkalifeldspat liegen größere, länglich bis tafelige Einsprenglinge von Plagioklas.

Diese Plagioklase sind zumeist zonar gebaut, mit einem großen idiomorphen Kern (An_{46-35}), einer ersten Zone An_{30} und einem hypidiomorphen Saum (An_{20-17}). Die hypidiomorphen Plagioklase der Grundmasse weisen eine kontinuierliche Abnahme des An-Gehaltes von An_{27} auf An_{17} auf.

Die Hornblendeaggregate sind feldrig aufgebaut und zeigen einen Pleochroismus der einzelnen Kristalle von blaugrün (n_w) nach grasgrün (n_x).

Häufig sind die Aggregate von einem Saum aus Biotit umgeben. Bei teilweise ausgebleichten Hornblenden ließen sich deutliche Titanitausscheidungen beobachten. Dieser randliche Biotit ist hypidiomorph und zeigt einen Pleochroismus von olivbraun (n_w) nach dunkelbraun, seltener auch rotbraun (n_x). Die Biotite der Grundmasse sind kleiner ausgebildet (max. 0,5 mm) und deuten eine Fließregelung an. Der Alkalifeldspat tritt als Saum um Plagioklas, oder in Form xenomorpher Zwickel in der Grundmasse auf. Nur in den vom Granit übergeprägten Dioriten ließen sich hypidiomorphe, größere Alkalifeldspatblasten beobachten.

Stets ist der Alkalifeldspat deutlich gegittert, weist dabei aber nur wenig Perthitentmischungen auf.

Namensgebend für die Diorite ist der Quarz, der Große Anteile der Grundmasse ausmacht.

Der Apatit ist hauptsächlich an Hornblende und noch deutlicher an Biotit gebunden. Er ist immer kurzprismatisch ausgebildet (Länge max. 0,5 mm).

Ebenso wie Zirkon ist Orthit an Biotit gebunden. Teilweise ist letzterer zonar gebaut. In angrenzenden Gerüstsilikaten weisen Sprengrisse auf eine erhöhte Radioaktivität hin.

Ebenfalls zusammen mit Biotit und Hornblende tritt der Titanit auf. Im Kern des Titanits ist dabei des öfteren ein Korn von Ilmenit zu beobachten.
In den Engelburgiten (Titanitfleckendioriten) findet man Titanit auch in einer Matrix bestehend aus Feldspat und Quarz.

Tittlinger Granit:

Der Tittlinger Granit ist ein mittelkörniger Biotitgranit. Auffallend sind die deutlich zonar gebauten, dicktafeligen Plagioklase. Sehr häufig weisen diese Rekurrenzen auf. Maximal wurden zwei Zonen von Rekurrenzen beobachtet. Die mittels Auslöschungsschiefe ermittelten An-Gehalte variieren etwa wie folgt: vom Kern zum Saum $An_{27-30-27-30-27-17}$. Die kleinen Plagioklase zeigen keine Rekurrenzen. Der An-Gehalt nimmt hier kontinuierlich ab (An_{27-17}).
Der Alkalifeldspat, bis 15 mm groß, umwächst Biotit und Plagioklas. Eine Mikroklingitterung ist besonders deutlich in den xenomorphen Zwickeln. Perthit in Form von Adern ist selten. An der Grenze Plagioklas/Alkalifeldspat treten Myrmekitsäume auf.
Der rotbraune (n_γ) Biotit ist hypidiomorph ausgebildet. Teilweise ist er chloritisiert, womit eine erhöhte Titanitausscheidung verbunden ist.
Zirkon liegt nur wenig, klein, in Biotit.
Hauptsächlich auch an Biotit gebunden ist Apatit. Er wird bis 0,4 mm lang bei einem Längen/Breitenverhältnis von ungefähr 5/1.
In Paragenese mit Epidot (max. 0,5 mm) tritt idiomorpher Orthit (max. 1,5 mm) auf. Teilweise ist letzterer isotropisiert. In den

meisten Fällen ist er an Biotit gebunden. Seltener tritt er in Plagioklas und Alkalifeldspat auf.

Eberhardsreuther Granit:

Der Eberhardsreuther Granit unterscheidet sich nur geringfügig vom Tittlinger Granit. Zum ersten ist er kleinkörniger ausgebildet, zum zweiten variiert die Farbe des Biotit von olivbraun bis rotbraun (n_z). Manchmal erscheint der Biotit braun-fleckig, wobei eine erhöhte Ilmenit- und Titanitausscheidung zu beobachten ist.
Wie im Tittlinger Granit sind auch im Eberhardsreuther Granit die Plagioklase durch deutliche Rekurrenzen gekennzeichnet. Der Anorthitgehalt solcher Plagioklase unterscheidet sich nicht von dem der Tittlinger Plagioklase. Lediglich die kleineren Plagioklase weisen mit An_{25} gegen An_{27} im Tittlinger Granit geringere Gehalte auf.

Zweiglimmer-Granit:

Der Zwei-Glimmergranit ist sehr heterogen zusammengesetzt. Die Korngröße variiert in einzelnen Proben zwischen klein- und mittelkörnig. Wie der Name des Granits angibt, sind neben Biotit noch Hellglimmer kennzeichnend für den Zweiglimmer-Granit.
Der Anorthitgehalt, der bis 2 mm großen hypidiomorphen Plagioklase von An_{25}, nimmt zum Saum An_{15} kontinuierlich ab. Kleinere Plagioklase sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet. Der An-Gehalt beträgt konstant An_{10}.

Der Alkalifeldspat ist deutlich gegittert, wird bis 10 mm groß und ist stellenweise als Saum um Plagioklas zu finden.
Der rot- bis dunkelrotbraune Biotit (n_γ) führt viel kleinen Zirkon in sich.
Muskowit tritt in zwei Generationen auf, einmal geht er sekundär strahlig aus Biotit hervor, daneben liegt er hypidiomorph bis idiomorph größer an Alkalifeldspat. Apatit kommt kurzprismatisch (bis 0,5 mm) in und an Biotit bzw. Muskowit vor. In Plagioklas und Alkalifeldspat ist er in geringeren Mengen stengelig zu finden.
Erz und Titanit sind nur untergeordnet im Zweiglimmer-Granit enthalten. Vorwiegend werden sie aus chloritisierten Biotiten ausgeschieden.
Epidot sowie Orthit konnten im Zweiglimmer-Granit nicht beobachtet werden.

Saldenburger Granit:

Im Saldenburger Granit kommen zwei Arten von Plagioklas vor. Sie werden bis maximal 10 mm groß. Einmal sind sie im Kern stark serizitisiert und tragen Einschlüße von Biotit, Quarz und untergeordnet auch Alkalifeldspat in sich, die andere Art ist häufig zerbrochen und weist niedrigere An-Gehalte auf. In der porphyrischen Randfazies lassen sich bei den Plagioklasen auch Rekurrenzen feststellen (z.B.: $An_{23-20-23-10}$). In den hypidiomorphen Plagioklasen der Grundmasse nimmt der An-Gehalt kontinuierlich von 20 auf 10 Mol-% Anorthit ab. Der Alkalifeldspat wird bis 100 mm groß. Die Mikroklingitterung ist

deutlich. Ader- und Fleckenperthite sind sehr häufig zu beobachten. Durch zonar eingelagerte Plagioklase, Biotit und randlich auch Quarze wird eine magmatische Entstehung der großen Alkalifeldspäte belegt. Spät ausgeschiedene Alkalifeldspäte sind in den Zwickeln xenomorph ausgebildet. Sie zeigen gegenüber den großen idiomorphen Alkalifeldspäten weniger Perthitentmischung.
Die bis 3 mm großen Biotite sind dunkelbraun bis rotbraun (n_γ). Sie enthalten viele, teilweise große Zirkone (bis 0,3 mm Durchm.), die mitunter zerbrochen sind. Der Biotit ist in den einzelnen Proben unterschiedlich stark chloritisiert. Dabei wird stets wenig Titanit ausgeschieden.
Eine Umwandlung in Helglimmer konnte nur selten beobachtet werden.
Apatit liegt kurzprismatisch (max. 0,3 mm) an und in Biotit.
Fein nadelig tritt er in der Grundmasse auf. Ein häufiges akzessorisches Mineral im Saldenburger Granit ist Orthit. Idiomorph bis hypidiomorph (max. 3 mm) liegt er an Biotit. Neben Orthit findet man auch hypidiomorphen Epidot an Biotit.

5.3.3.2 Geochemie

In den Variationsdiagrammen gegen den Differentiationsindex (D.I.) (Abb. 16 a-g) zeigt sich, daß der "Diorit" in sich sehr stark differenziert ist (D.I. 60-79). Dem Differentiationsverlauf entspricht eine kontinuierliche Abnahme der Elementgehalte CaO, MgO, P_2O_5 und Sr gegen den höheren D.I. und ein entgegengesetzter kontinuierlicher Anstieg der Rb-Gehalte (Abb. 16f). Auffallend hoch sind die K_2O-Gehalte der am stärksten differenzierten

"Dioritproben" (Abb. 18a). Mit dem Anstieg der K_2O-Gehalte ist ein noch deutlicherer Zuwachs an Rb verbunden. Im Variationsdiagramm Rb/Sr (Abb. 17a), überdeckt das "Dioritfeld" die "Felder" der älteren Granite (Tittlinger Granit, Eberhardsreuther Granit) vollständig.

Während die Sr/Ca-Verhältnisse im Diorit relativ konstant bleiben (Abb. 18b), steigen diese in den Graniten von Tittling und Eberhardsreuth mit abnehmenden CaO-Gehalten deutlich an. In den Diagrammen gegen den D.I. schließt sich das Feld des Eberhardsreuther Granites (D.I. 81-86) immer an das Feld des Tittlinger Granites (D.I. 75-81) an.

Mit Ausnahme von SiO_2, K_2O und Rb nehmen dabei alle Elementgehalte vom Tittlinger Granit zum Eberhardsreuther Granit ab (Tabelle 2).

Die deutlichste Abtrennung gegen die jüngeren Granite (Zweiglimmer-Granit, Saldenburger Granit) ist durch die für Granite sehr hohen Sr-Gehalte gegeben (Abb. 16g). In Bezug auf den Diorit fallen die teilweise niedrigen K_2O-Gehalte im Tittlinger und Eberhardsreuther Granit auf (Abb. 18a).

Der Zweiglimmer-Granit (D.I. 81-91) und der Saldenburger Granit (D.I. 83-94) sind in sich stärker differenziert als der Tittlinger und Eberhardsreuther Granit. Die Variationsdiagramme CaO, MgO, TiO_2 und Rb gegen den Differentiationsindex zeigen einen natürlichen Differentiationsverlauf von den älteren zu den jüngeren Graniten. Dabei sind die höchsten TiO_2- und MgO-Gehalte im Saldenburger und Eberhardsreuther Granit durchaus mit denen des Tittlinger Granits zu vergleichen. Mit wachsendem D.I. gehen diese Gehalte in den jüngeren Graniten aber gegen Null.

Für die P_2O_5-Gehalte ist vom Eberhardsreuther Granit zum Zweiglimmer-Granit und Saldenburger Granit im Mittel ein Anstieg

Tabelle 2: **Vergleich der Mittelwerte des Chemismus der Intusiva von Fürstenstein**

(in Gew.-%) (+/- = Zunahme/Abnahme im Elementgehalt der jeweils folgenden Intrusion)

Element	Qz-Glimmer-Diorite	Tittlinger Granit		Eberhardsreuther G.		2-Glimmer-G.		Saldenburger	
SiO_2	63,49	69,59	+	71,75	+	71,64	-	73,54	+
TiO_2	1,07	0,49	-	0,35	-	0,35	o	0,28	-
Al_2O_3	15,26	15,09	-	14,54	-	14,45	-	13,96	-
Fe_2O_3	1,03	0,31	-	0,19	-	0,45	+	0,19	-
FeO	4,67	2,27	-	1,82	-	1,62	-	1,77	+
MnO	0,12	0,07	-	0,05	-	0,05	o	0,03	-
MgO	1,87	0,81	-	0,67	-	0,55	-	0,33	-
CaO	4,09	2,74	-	1,90	-	1,45	-	1,16	-
Na_2O	3,94	3,59	-	3,40	-	3,23	-	3,05	-
K_2O	3,89	4,02	+	4,24	+	5,11	+	5,15	+
P_2O_5	0,45	0,21	-	0,15	-	0,20	+	0,18	-
G.V.	0,82	0,59	-	0,88	+	0,57	-	0,72	+
SUMME	100,70	99,78		99,94		99,67		100,45	
Ba (ppm)	1183	1063	-	927	-	587	-	538	-
F	890	695	-	585	-	854	+	606	-
Rb	93	123	+	151	+	219	+	175	-
Sr	447	455	+	339	-	126	-	137	+
Zr	268	199	-	170	-	170	o	209	+

zu beobachten (vgl. Granite von Lalling, Metten und Flasergranit, Granit von Sattelpeilnstein).

Neben den unterschiedlichen Sr-Gehalten (Abb. 16g) ist eine deutliche Trennung zwischen den älteren und jüngeren Graniten des Intrusivgebietes von Fürstenstein durch einen deutlichen Anstieg der K_2O-Gehalte im Zweiglimmer-Granit und Saldenburger Granit vorgegeben (Abb. 18a). Die Darstellung zeigt, daß die K_2O-Gehalte im Mittel vom Eberhardsreuther zum Saldenburger Granit dabei stärker anwachsen als die Rb-Gehalte. Beim Zweiglimmer-Granit liegen zwei der vier Proben zu höheren Rb-Gehalten hin versetzt. Der Anstieg der Zr-Gehalte (Saldenburger Granit - Abb. 16d) gegen die älteren Granite, ist bei den jüngeren Graniten ein gewohntes Bild (vgl. klein- bis mittelkörniger Granit, Granitporphyr in Abschnitt 5.3.1 und Granit von Sattelpeilnstein in Abschnitt 5.3.2). Im Granit von Sattelpeilnstein ist damit ein Anstieg der F-Gehalte verbunden. Dies läßt sich im Saldenburger Granit aber nicht beobachten (Abb. 19).

Die F-Gehalte bleiben, angetragen gegen $MgO+FeO+P_2O_5$ (Fe, Mg, P = Elemente der Hauptfluorträger Apatit und Biotit), relativ konstant und nehmen nur in den höher differenzierten Proben des Saldenburger Granites deutlich ab.

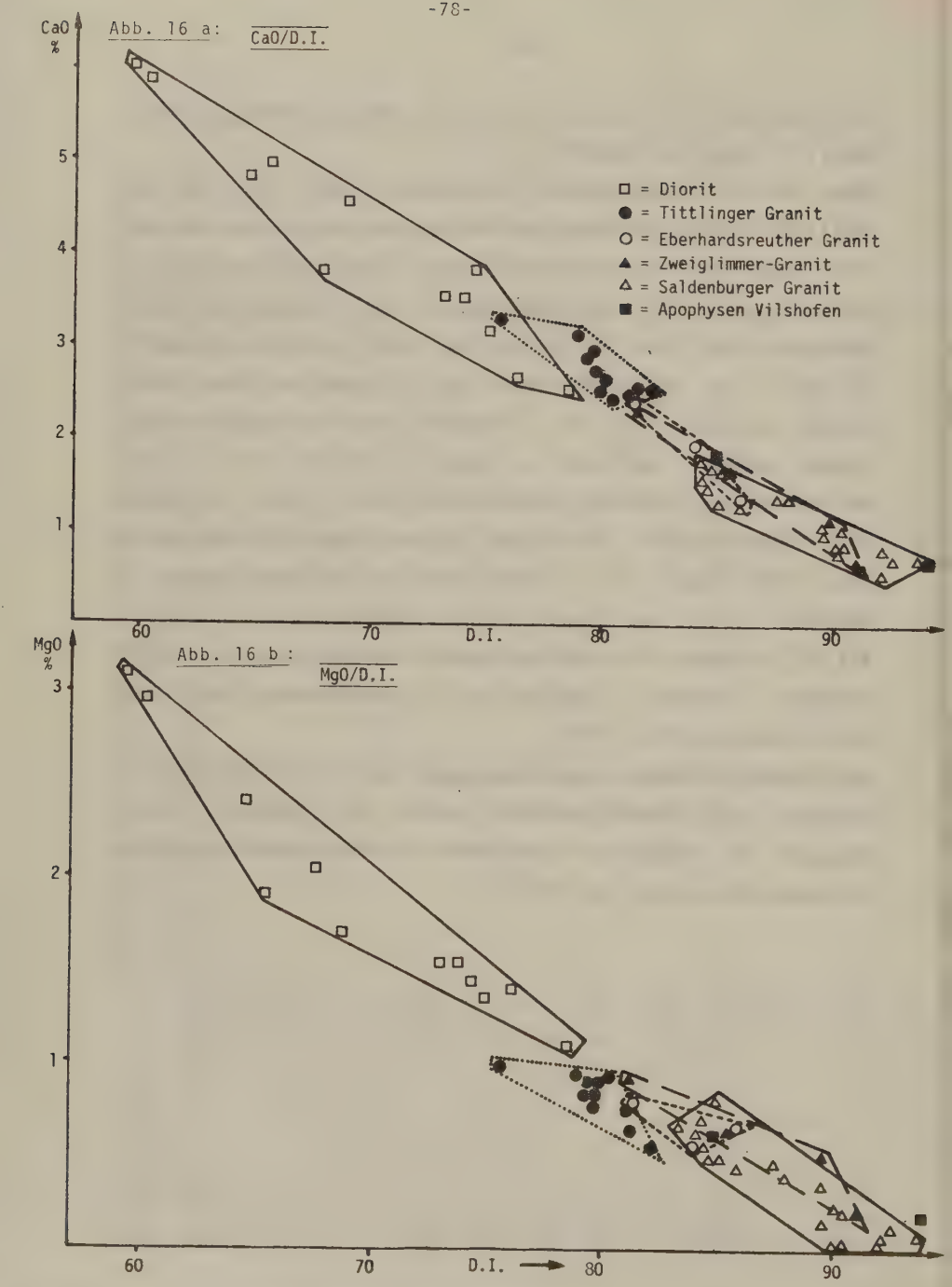


Abb. 16 a,b : Variationsdiagramme CaO und MgO gegen den D.I.

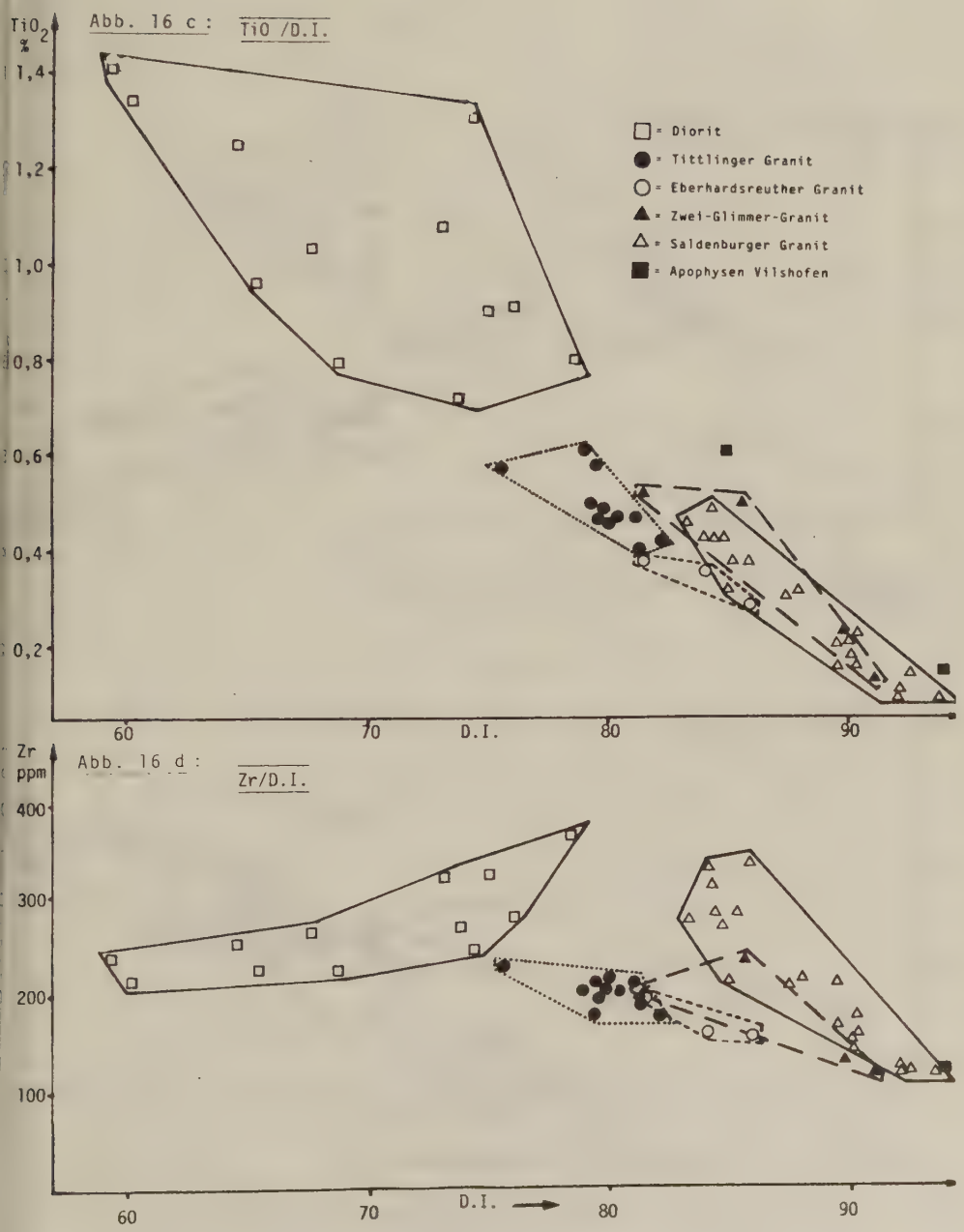


Abb. 16 c,d : Variationsdiagramme TiO_2 und Zr gegen den D.I.

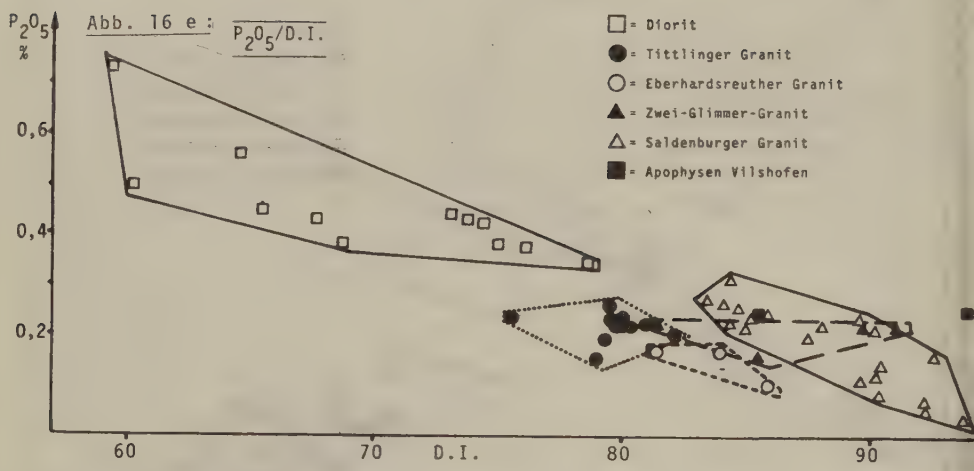


Abb. 16 e : Variationsdiagramm P_2O_5 gegen den D.I.

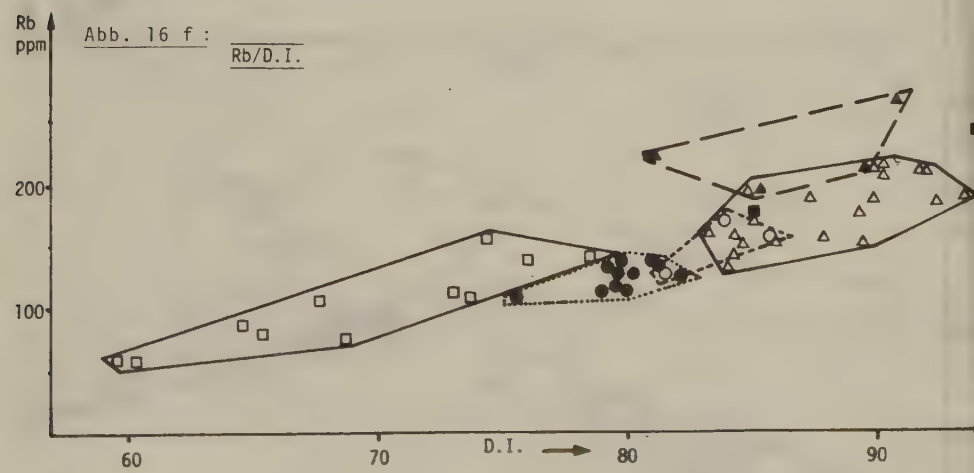


Abb. 16 f : Variationsdiagramm Rb gegen den D.I.

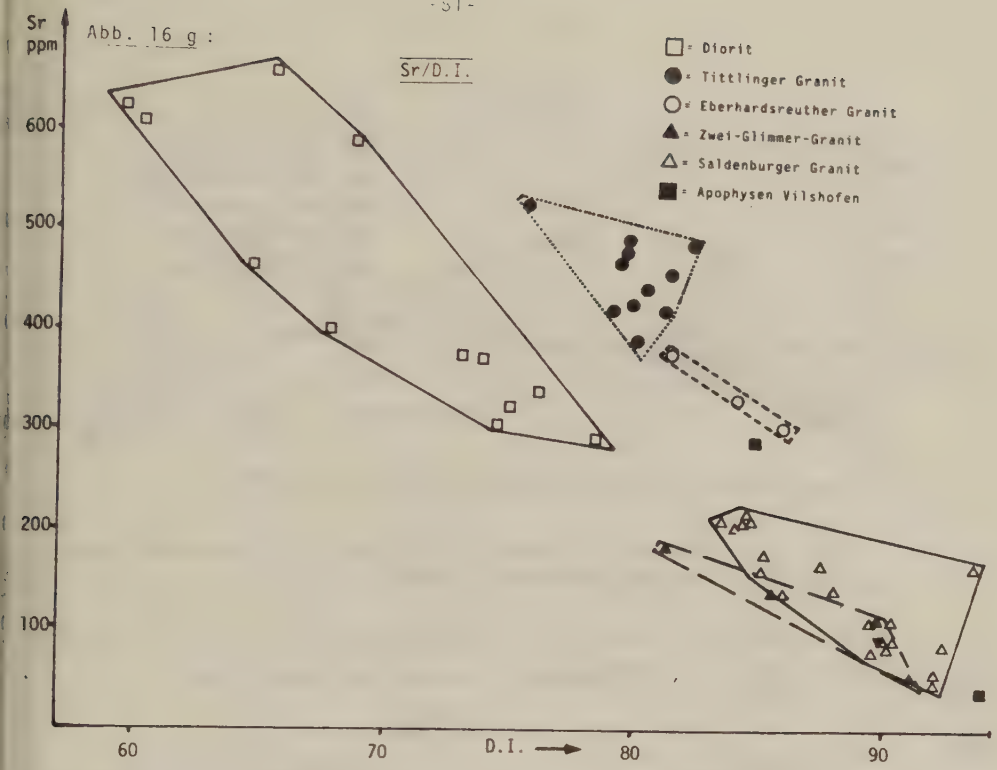


Abb. 16 g : Variationsdiagramm Sr gegen den D.I.

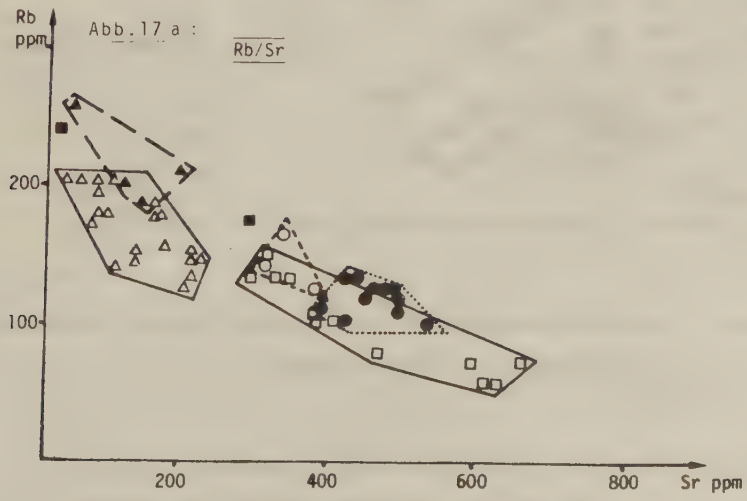


Abb. 17 a : Variationsdiagramm Rb gegen Sr

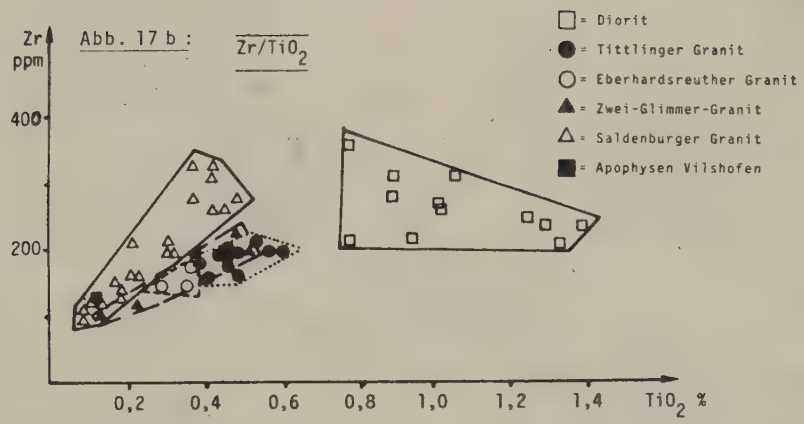


Abb. 17 b : Variationsdiagramm Zr gegen TiO_2

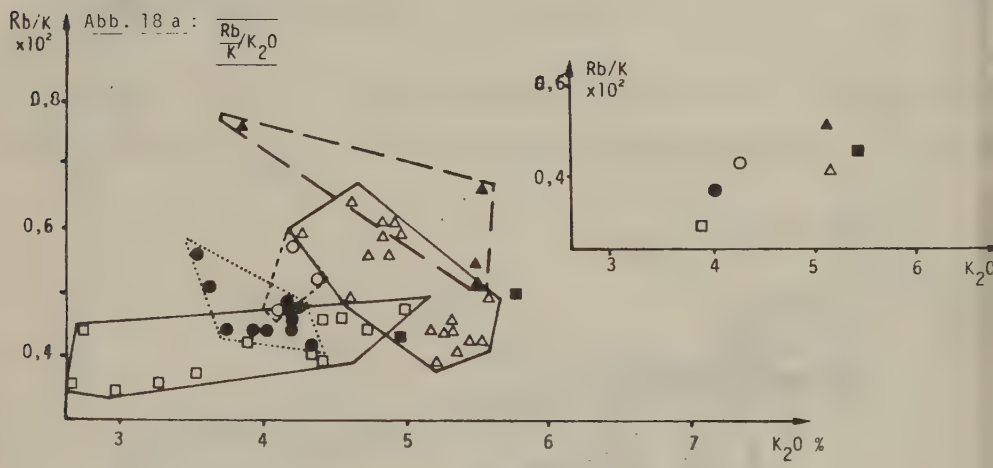


Abb. 18 a : Variationsdiagramm Rb/K ($x10^2$) gegen K_2O und Darstellung der Mittelwerte (kleines Diagramm)

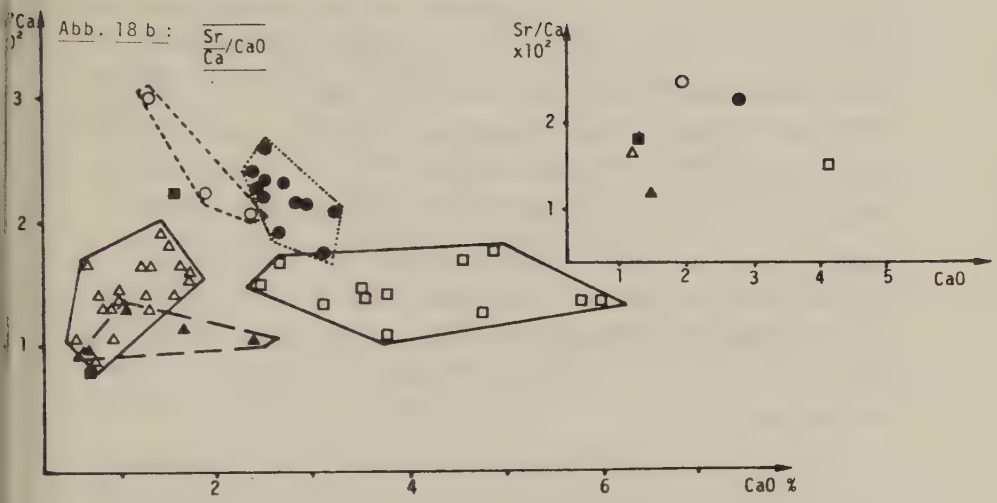


Abb. 18 b : Variationsdiagramm Sr/Ca(x 10^2) gegen CaO und Darstellung der Mittelwerte (kleines Diagramm)

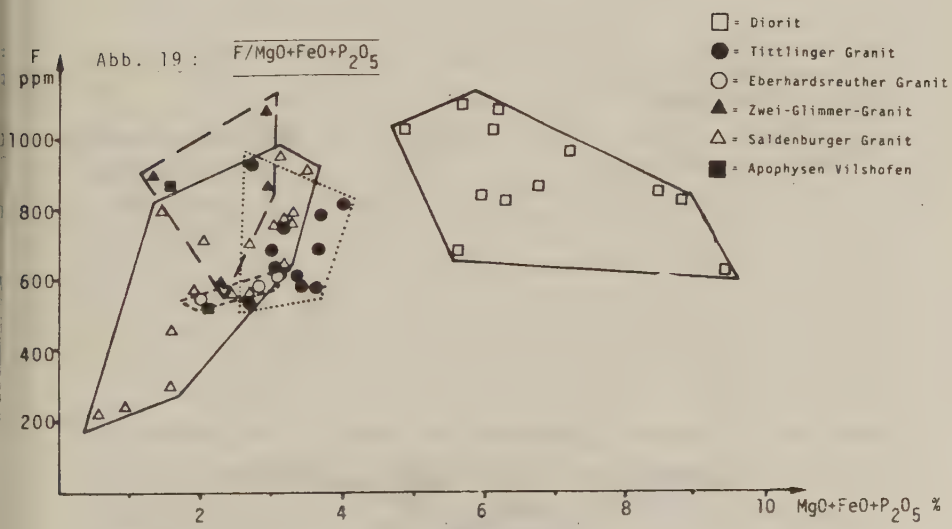
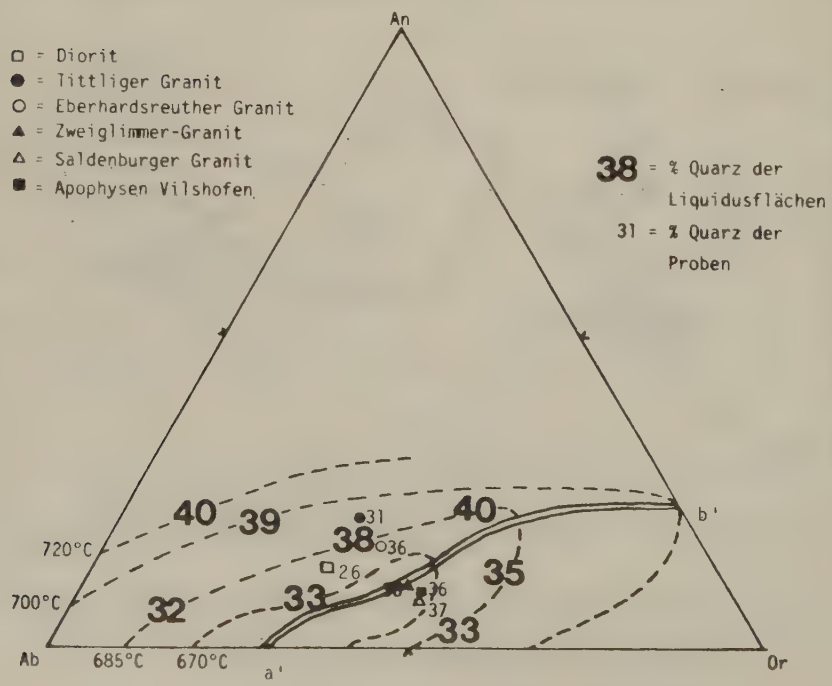


Abb. 19 : Variationsdiagramm F gegen FeO+MgO+P_2O_5 (Fe,Mg,P = Hauptelemente der Fluorträger Biotit und Apatit)

Für die Granite des Intrusivgebietes von Fürstenstein gilt das gleiche wie für die Granite des Regensburger Waldes: Die Projektionspunkte (aus der Meso-Norm) der älteren Granite (Tittlinger Granit, Eberhardsreuther Granit) liegen im System An-Ab-Or-Qz-H_2O im Phasenvolumen des Plagioklas, die jüngeren Granite (Zweiglimmer-Granit, Saldenburger Granit) im Phasenvolumen des Alkalifeldspats. Die Lage in Abb. 20 im Phasenvolumen des Quarzes ist bedingt durch den für unseren Fall zu hohen Druck von $P\text{-}H_2O$ = 5 kbar, der für diese Darstellung gilt.

Abb. 20: Die Lage der Projektionspunkte (aus der Meso-Norm) der Magmatite des Intrusivgebietes von Fürstenstein Im Dreieck An-Ab-Or bei P_{H_2O} = 5 kbar (nach WINKLER und BREITBART, 1978)



Da in der Meso-Norm für den Diorit deutlich ein zu niedriger An-Gehalt errechnet wurde (CaO-Gehalt wird in Hornblende eingerechnet), muß hier auf einen direkten Vergleich des Diorits mit den Graniten im "Granit-System" verzichtet werden.
Eine genauere Aussage über den Verwandtschaftsgrad des Tittlinger Granites und des Eberhardsreuther Granites, der sowohl im petrographischen Teil, als auch in den Variationsdiagrammen angedeutet wurde, kann jedoch mittels einer Diskriminanzanalyse gemacht werden. Der Eberhardsreuther Granit wurde von den früheren Bearbeitern dieses Massivs einmal dem Saldenburger Granit, einmal dem Tittlinger Granit zugeordnet.
Eine Diskriminanzanalyse vom Saldenburger und Tittlinger Granit, in die nach den ermittelten Diskriminanzkoeffizienten der Eberhardsreuther Granit eingerechnet ist, ergibt folgendes Ergebnis:

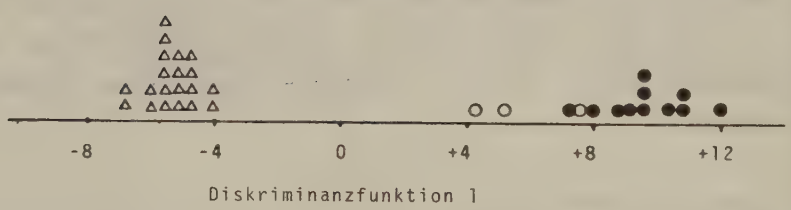
Diskriminanzkoeffizienten:

SiO_2	0,29	TiO_2	6,78
$Fe_{ges.}$	-0,23	P_2O_5	-11,73
MgO	0,93	Rb	385
CaO	0,78	Sr	266
Na_2	1,43	Zr	227
K_2	-2,05	F	23
		Konst.	-11,86

Die Proben des Tittlinger Granites sind bei diesem Rechenvorgang auf die rechte Seite mit einem Gruppenmaximum von + 9,7 eingerechnet (Abb. 20). Die Proben des Saldenburger Granites liegen deutlich getrennt auf der linken Seite bei einem

Gruppenmaximum von - 5,3. Die nachtäglich eingerechneten Eberhardsreuther Analysen liegen zwischen + 4,2 und + 7,5, in einem Fall dabei sogar im Feld des Tittlinger Granits. Eine deutliche chemische Ähnlichkeit dieser beiden Granittypen kann also nachgewiesen werden.

Abb. 21: Die Trennung des Saldenburger und des Tittlinger Granits in der Diskriminanzanalyse und die Lage der eingerechneten Analysen des Eberhardsreuther Granits (Symbole: siehe Variationsdiagramme)



Für die beiden Apophysen von Vilshofen, die der gleichen Prozedur unterzogen wurden, ergeben sich hierbei hohe negative Werte.

Probe 20 231 -9,1

Probe 20 232 -12,7

Auch hier wird die chemische Ähnlichkeit zwischen den Apophysen und dem jüngsten Granit (Saldenburger Granit), die sich in den Variationsdiagrammen schon angedeutet haben, aufgezeigt.

5.3.4 Die Intrusivgesteine des Passauer Waldes.

Nach Osten hin sind die Gneise dieser Region von zahlreichen

Granitapophysen durchsetzt. Daran schließt wieder ein größeres Granitmassiv an, das Intrusivgebiet von Hauzenberg.

Vier Intrusiva bauen das Hauzenberger Massiv auf, nach abnehmendem Alter (DOLLINGER 1961) geordnet sind dies:

1. Quarz- Glimmerdiorit
2. Hauzenberger Granit I
3. Hauzenberger Granit II
4. Granodiorit

Der Quarz- Glimmerdiorit, der etwas nördlich des eigentlichen Hauzenberger Massivs und von diesem durch den Gneis getrennt wird, tritt in Form kleiner Linsen auf und bildet einen etwa 2 km breiten Streifen. CLOOS (1927) hob ihn als "nördliche Dioritzone" besonders hervor.
Die Diorite wurden von DOLLINGER (1961) als prägranitische Intrusionen auskartiert.
Das eigentliche Hauzenberger Massiv kann in drei Intrusionsphasen eingeteilt werden. Der Hauzenberger Granit I bildet dabei das Dach des Massivs und liegt auf dem Hauzenberger Granit II auf. Zu sehen ist dies z.B. in dem alten Steibruch auf dem Kirchberg (Blatt Waldkirchen), wo Schollen des Hauzenberger Granit I im Hauzenberger Granit II liegen (FISCHER, 1968). Im Gelände lassen sich beide Granite nur schwer voneinander unterscheiden, denn sowohl in der Körnigkeit (mittelkörnig) als auch in der Färbung sind sie einander sehr ähnlich. Als Unterscheidungsmerkmale dienen ein etwas intensiverer Blauton und eine geringfügig gröbere Körnigkeit des Hauzenberger Granit II.

Zuletzt intrudierte der Granodiorit am östlichen Rand des Massivs im Kontakt des Hauzenberger Granits II zum umhüllenden Gneis. Beschrieben wurde ein Kontakt des dunklen, biotitreichen, ebenfalls mittelkörnigen Granodiorits zum Hauzenberger Granit II im EXL-Bruch am Nordostrand des Massivs von FISCHER (1968). Dieser Kontakt konnte bei eigenen Begehungen nicht mehr beobachtet werden. Die Beschreibung FISCHERS sichert jedoch die oben angeführte Altersbeziehung beider Magmatite.

Direkt an der österreichischen Grenze, um die Ortschaft Breitenberg, liegt das östliche Granitmassiv des Vorderen Bayerischen Waldes. Dieser klein- bis mittelkörnige Granit, im folgenden Breitenberger Granit genannt, gleicht im Handstück fast völlig den Hauzenberger Graniten.

5.3.4.1 Petrographie

Quarz- Glimmerdiorit:

Im Dünnschliff zeigt der Quarz- Glimmerdiorit ein hypidiomorph-körniges Gefüge. Die linsigen Biotit-Hornblende-Aggregate und die bis 4 mm großen Plagioklase sind deutlich geregelt. Parallel orientierte Biotite in der Grundmasse unterstreichen die Regelung. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Plagioklas, Biotit, Hornblende, Quarz und Alkalifeldspat. Als Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit und Erz enthalten.

Die gemeine Hornblende tritt in Aggregaten (bis 5 mm) kleiner, filzig verwachsener, hypidiomorpher Körner auf. Randlich sind die Aggregate von einem Saum aus Biotit umgeben.

Die Hornblenden sind pleochroitisch mit einer blaugrünen Färbung (n_m). Für (n_k) erscheinen sie hellgelbgrün.

Der Biotit, der einen großen Anteil am Aufbau des Diorites hat, variiert in der Farbe von blaß-olivbraun (n_k) bis rötlichbraun (n_m). Eine Umwandlung in Chlorit ist nur selten zu beobachten.

Der Plagioklas kommt in drei Ausbildungen vor:

Zum einen ist er sehr homogen aufgebaut (max. An_{50}) mit einem schmalen Saum (An_{20}), der verzahnt mit der Grundmasse verwachsen ist. In diesen Plagioklasen fehlen Einschlüße anderer Minerale.

Die zweite Gruppe der Plagioklase ist kleiner ausgebildet, zonar gebaut und ebenfalls idiomorph entwickelt. Der maximale Anorthitgehalt im Kern beträgt An_{45}, im lappigen Saum An_{20}. Der Kern ist häufig fleckig entkalkt und serizitisiert. Neben feinen

Apatitnadeln trägt er nach (001) angelagerte kleine Biotite in sich.
Der kleine hypidiomorphe bis xenomorphe Plagioklas der Grundmasse wächst in Myrmekitwarzen gegen Alkalifeldspat vor.
Den deutlich gegitterten Alkalifeldspat findet man nur in der Matrix als kleine xenomorphe Kristalle.
Der Apatit liegt kurzprismatisch (bis max. 0,5 mm) an Biotit und Hornblende, nadelig in Plagioklas und fein verteilt in den Quarzen und Feldspäten der Grundmasse.
Orthit ist ebenso wie Zirkon an Biotit gebunden. Häufig ist dabei um Orthit ein koaxialer Saum von Epidot zu beobachten. Erz und Titanit findet man im Verbund mit Biotit.

Hauzenberger Granit I:

Das Gefüge des Hauzenberger Granit I ist hypidiomorph-wechselkörnig.
Die größeren Plagioklase sind idiomorph und zonar gebaut. Der maximale An-Gehalt liegt bei 25 MOl-% im Kern. Der Saum ist albitisch. Teilweise enthalten sie Einschlüsse von Biotit und Hochquarz (Habitus). Häufig ist der Kern serizitisiert. Die kleineren Plagioklase sind durchwegs hypidiomorph und haben niedrigere An-Gehalte (An_{20}). Am Kontakt dieser Plagioklase zum Alkalifeldspat kommt es des öfteren zu einer Myrmekitausbildung.
Der Alkalifeldspat weist eine deutliche Gitterung sowie Aderperthite auf. Nur in Großkristallen (bis 30 mm) ist er eigengestaltlich ausgebildet. Diese enthalten stets Einschlüsse von Biotit, Plagioklas und Quarz, wobei erstere gelegentlich

orientiert eingelagert sind.

Der dunkelbraune (n_z) Biotit ist nie idiomorph, aber stets kleiner ausgebildet als der ebenfalls primär gebildete Muskowit. Neben primärem ist auch sekundärer Muskowit zu beobachten. Dieser tritt als Umwandlungsprodukt von Andalusit, Biotit und Alkalifeldspat auf.

Andalusit ist ein häufiges Mineral im Hauzenberger Granit I. Randlich ist er immer in Hellglimmer umgewandelt.

Quarz ist, bis auf die wenigen Einschlüsse in Plagioklas, durchwegs xenomorph.

Der Apatit ist nicht sehr häufig und liegt an Biotit in Form von kleinen Körnern.

Neben vielen kleinen Zirkonen sind auch Erz und Titanit an Biotit gebunden. Die für den Hauzenberger Granit typischen Glimmernüsse werden von DOLLINGER (1961) als umgewandelte Cordierite gedeutet.

Hauzenberger Granit II:

Wie der Hauzenberger Granit I zeigt der Hauzenberger Granit II ein richtungslos-hypidiomorph-wechselkörniges Gefüge. Zwei Typen von Plagioklasen treten im Hauzenberger Granit II auf:

Die größeren Plagioklase sind zonar gebaut, wobei der Kern stark serizitisiert ist. Sie führen als Einschlüsse Biotit, Zirkon und Apatit in sich. Der maximale An-Gehalt im Kern liegt bei An_{30} und nimmt am breiten Saum kontinuierlich von An_{20} auf An_{10} ab.

Kleinere, hypidiomorphe Plagioklase (max. An_{24} im Kern) gehen verdrängend gegen Alkalifeldspat vor, was sich im Auftreten von Myrmekitwarzen äußert.

Die Alkalifeldspäte sind durchwegs gegittert, wenn auch nicht im gleich starken Maße wie im Hauzenberger Granit I. Pertit ist in Form von Adern entmischt. Gewöhnlich sind die Alkalifeldspäte hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet, bei den Großkristallen (max. 30 mm) ist jedoch ein deutlicher Hang zur Idiomorphie entwickelt. Als Einschlüße sind wieder Plagioklas und Biotit (teiweise orientiert angelagert) zu beobachten. Im Vergleich zum Hauzenberger Granit I sind solche Großkristalle seltener.
Im Zentrum des Massives kann der modale Gehalt an Muskowit den des Biotits übertreffen, wohingegen der Biotit am Rand des Massivs deutlich vorherrscht. Der Biotit ist zerlappt und manchmal in Aggregate kleiner Kristalle zusammengefaßt. An ihn gebunden treten Apatit (in Körnern bis 0,3 mm), Zirkon, Titanit und Erz auf. Titanit und Erz sind dabei gelegentlich basisparallel angelagert. Der Muskowit ist in der Regel größer ausgebildet als der Biotit. Oft ist er von Quarz "durchlöchert" und randlich zerlappt. Er geht verdrängend gegen Alkalifeldspat vor.

Granodiorit:

Im Gegensatz zu den Graniten ist beim Granodiorit des Hauzenberger Massives eine Fließregelung der Plagioklase und vor allem der Biotite angedeutet. Primärer Muskowit fehlt im Granodiorit. Lediglich Serizit ist in den Kernen der großen Plagioklase zu sehen.
Die Kerne der Plagioklase (max. An_{30}) sind stellenweise fleckig entkalkt. Der schmale Saum ist albitisch (An_{10}). Kleinere

Plagioklase, nicht so deutlich ausgebildet, enthalten nur 28% Anorthit im Kern. Auch die Myrmekite am Kontakt mit Alkalifeldspat sind wieder zu beobachten.
Während die Mikroklingitterung in den hypidiomorphen Alkalifeldspäten nicht so deutlich ausgeprägt ist wie bei den oben beschriebenen Graniten, sind für sie auffallend viele Aderperthite charakteristisch. Modal sind die Alkalifeldspäte deutlich geringer am Aufbau des Gesteins beteiligt.
Neben kurzsäuligen, bis 0,5 mm langen Apatiten liegen im Verband mit Biotit sehr häufig Titanitkristalle (bis 0,3 mm) vor. Zirkon tritt oft in Biotit auf und erreicht eine Größe von 0,2 mm. Generell ist der Biotit im Granodiorit deutlich idiomorpher und größer ausgebildet als in den Graniten.

Breitenberger Granit:

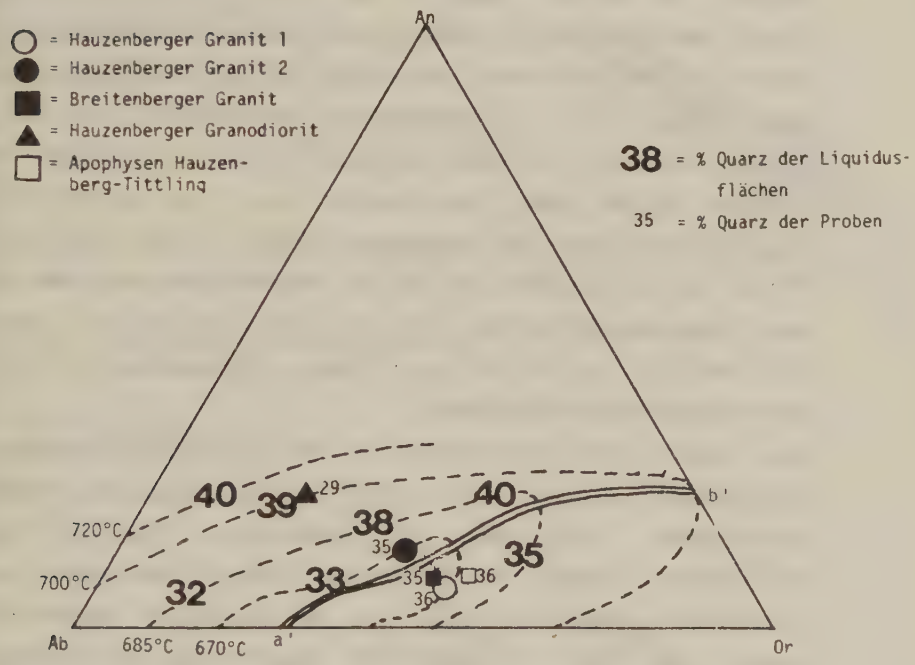
Das Gefüge des Breitenberger Granits ist hypidiomorph- bis xenomorph-kleinkörnig bei einer leichten Regelung der Glimmer.
Der An-Gehalt der hypidiomorphen Plagioklase beträgt maximal 30% Anorthit. Die Plagioklase sind häufig zonar gebaut, mit idiomorphem Kern, einer ersten Zone (An_{20}) und einem schmalen albitischen Saum. Die Plagioklase werden bis 4 mm groß.
Die hypidiomorphen Alkalifeldspäte weisen eine ausgeprägte Mikroklingitterung auf. Eine Perthitentmischung fehlt entweder völlig oder ist nur undeutlich in Form von Ader- bzw. Filmperthit zu beobachten.
Der rötlichbraune Biotit (n_γ) ist stets hypidiomorph und wird bis 2 mm groß. Er führt viel kleinen Zirkon in sich. Oft ist er mit

Muskowit verwachsen. Dieser ist im Habitus dem Biotit sehr ähnlich.
Der Cordierit (bis max. 2,5 mm) ist gänzlich verglimmert. Neben Cordierit ist Andalusit ein häufiges Akzessorium im Breitenberger Granit. Er erreicht eine maximale Größe von 1 mm und ist immer von einem Saum aus Muskowit umgeben.
Untergeordnet findet man Sillimanit in Form kleiner Strähnen in Quarz und Alkalifeldspat.
Der Apatit (bis 0,2 mm) liegt seltener an Biotit als in den anderen besprochenen Graniten. Oft findet man ihn in kleinen Gruppen mit Erz verknüpft. Titanit ist selten anzutreffen.

5.3.4.2 Geochemie

Im System An-Ab-Or-Qz-H_2O liegen der Granodiorit und der Hauzenberger Granit II im Phasenvolumen des Plagioklas, die übrigen Granite im Phasenvolumen des Alkalifeldspates (Abb. 21). Für den Diorit wurde in der Meso-Norm (nach MIELKE und WINKLER 1978) ein negativer An-Gehalt errechnet (CaO in Hornblende), so daß auf eine Darstellung des Diorites in diesem System verzichtet werden muß.

Abb. 21: Die Lage der Projektionspunkte der Magmatite des Passauer Waldes im "Granit-System". Die Abb. zeigt die Projektion der Qz-Ecke auf die Fläche An-Ab-Or bei P_{H_2O} = 5 kbar (nach WINKLER und BREITBART, 1978)



In den Variationsdiagrammen gegen den D.I. (Abb. 22 a-g) fällt auf, daß bei einem D.I. von etwa 77, zwei Granodiorite und ein "Diorit" liegen. Ausschlaggebend für den hohen Differentiationsindex des Diorites sind in erster Linie die in der Gesteinsanalyse ermittelten hohen K_2O- und Na_2O-Gehalte, die einen großen normativen Albit und Orthoklasanteil bewirken. Die hohen Rb- und niedrigen Sr-Gehalte (Abb. 23a) weisen ebenfalls auf eine starke Differentiation (Überprägung analog den Fürstensteiner Dioriten ?) des Diorites hin.

In den Variationsdiagrammen CaO/D.I. und Sr/D.I. (Abb. 22 a, g) sind die Hauzenberger Magmatite deutlich voneinander getrennt. Dabei ist eine lineare Verbindung der drei Probefelder vorgegeben. Die P_2O_5-Gehalte sind dabei in allen drei Intrusiva in etwa konstant (Abb. 22c). In den Diagrammen MgO/D.I., TiO_2/D.I. und Zr/D.I. (Abb. 22 b, d, e) ist zwar ein Anstieg dieser Elementgehalte vom Hauzenberger Granit I zum Hauzenberger Granit II zu beobachten, doch weisen die Granodioritproben dem Hauzenberger Granit II vergleichbare Elementgehalte auf, d.h. deren Chemismus ist im Bezug auf diese Elemente vergleichbar. Im Diagramm Zr/TiO_2 (Abb. 23b) bewirkt dies, daß das Feld des Granodiorites im Feld des Hauzenberger Granit II liegt, wobei die Felder der drei Gesteine die gleiche Steigung aufweisen. Auch in den Diagrammen Rb/Sr (Abb. 23a), Rb/K gegen K_2O und Sr/Ca gegen CaO (Abb. 24 a, b) ist ein linearer Zusammenhang der drei Hauzenberger Magmatite gegeben.

Die geochemischen Verhältnisse im sich östlich anschließenden Breitenberger Granit, sind in allen Variationsdiagrammen direkt vergleichbar mit jenen der Hauzenberger Granite. Der Breitenberger Granit ist geringfügig höher differenziert, was sich durch niedrigere Sr-, MgO, TiO_2- und höhere K_2O-, Rb-Gehalte äußert (Abb. 22 b, d und 24 a, b). Das Feld des Breitenberger Granites überlappt in allen Diagrammen die Felder der Hauzenberger Granite I und II. Dabei ist ersichtlich, daß sechs der insgesamt 17 untersuchten Proben geochemisch dem Hauzenberger Granit II, die restlichen 11 Proben dem Hauzenberger Granit I zugeordnet werden können.

Die Apophysen um das Hauzenberger Massiv sind geochemisch mit den Graniten dieses Massivs zu vergleichen. Dabei fällt auf, daß sie gegenüber diesen Graniten Zr- und K_2O-reicher, aber Rb-ärmer sind (Abb. 23b, 24a).

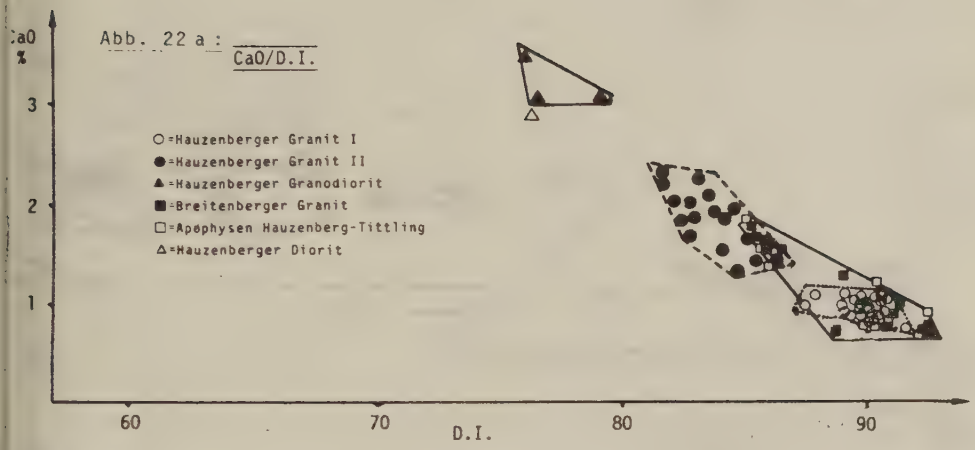


Abb. 22 a : Variationsdiagramm CaO gegen den D.I.

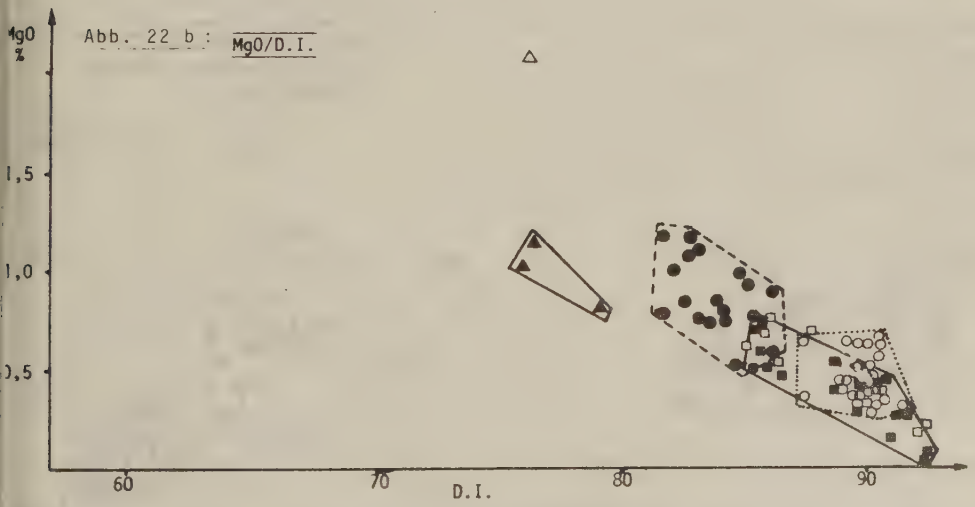


Abb. 22 b : Variationsdiagramm MgO gegen den D.I.

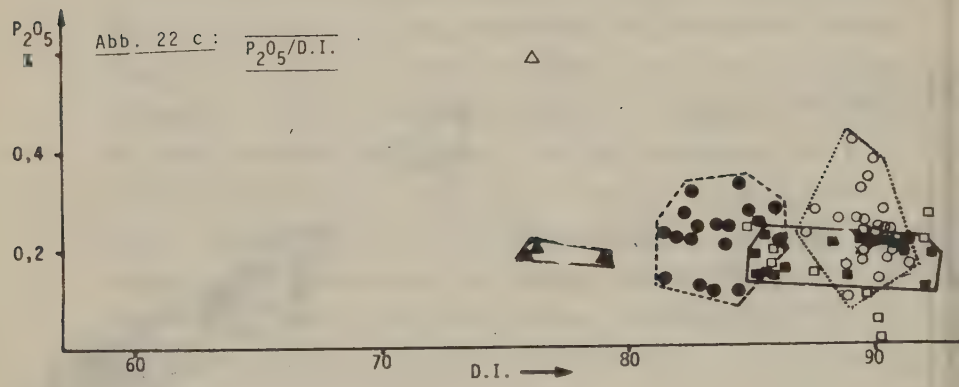


Abb. 22 c : Variationsdiagramm P_2O_5 gegen den D.I.

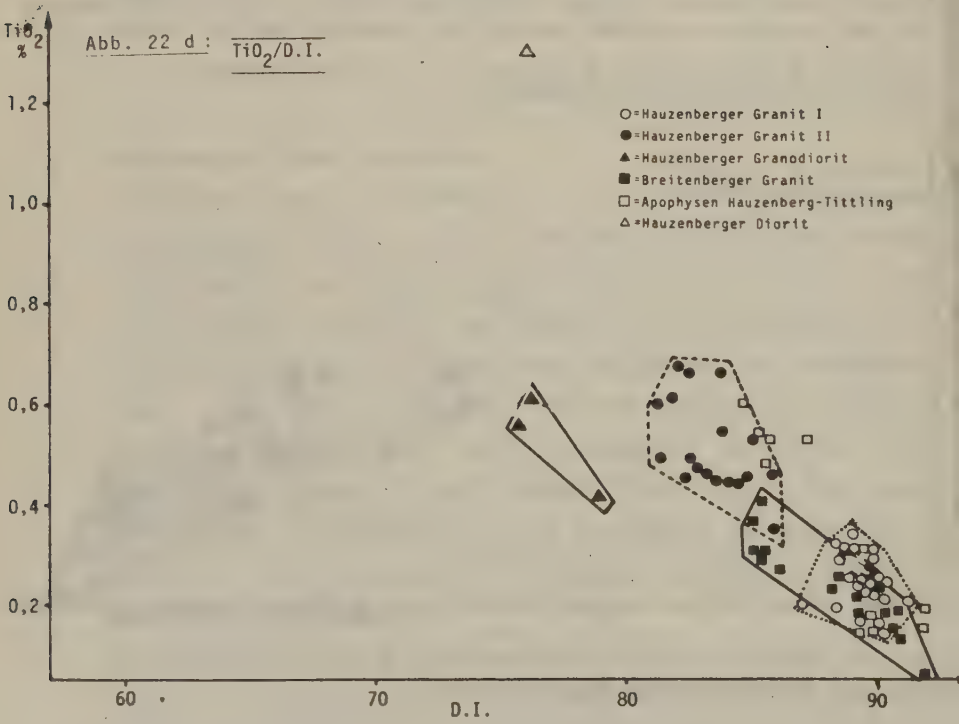


Abb. 22 d : Variationsdiagramm TiO_2 gegen den D.I.

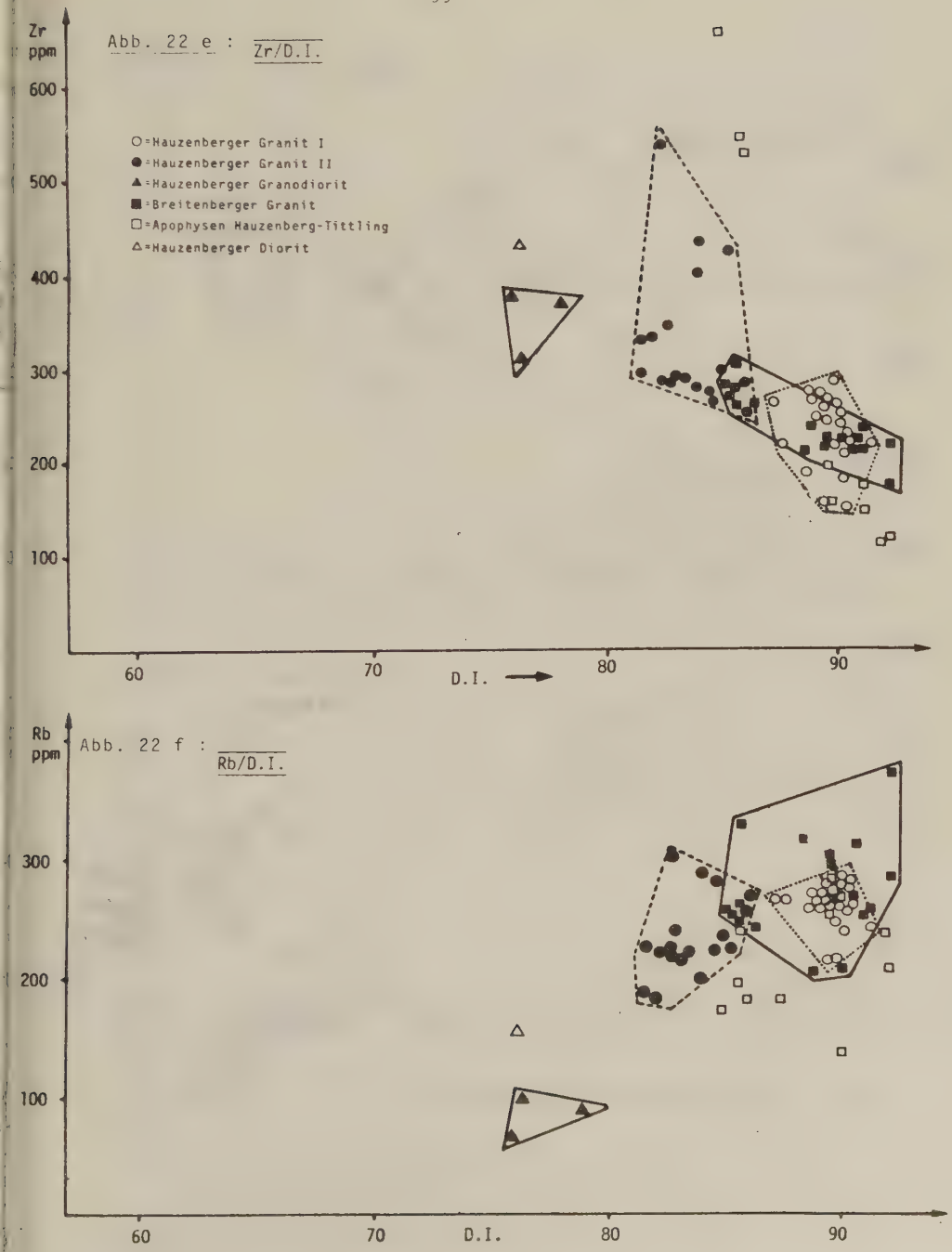


Abb. 22 e,f: Variationsdiagramme Zr und Rb gegen den D.I.

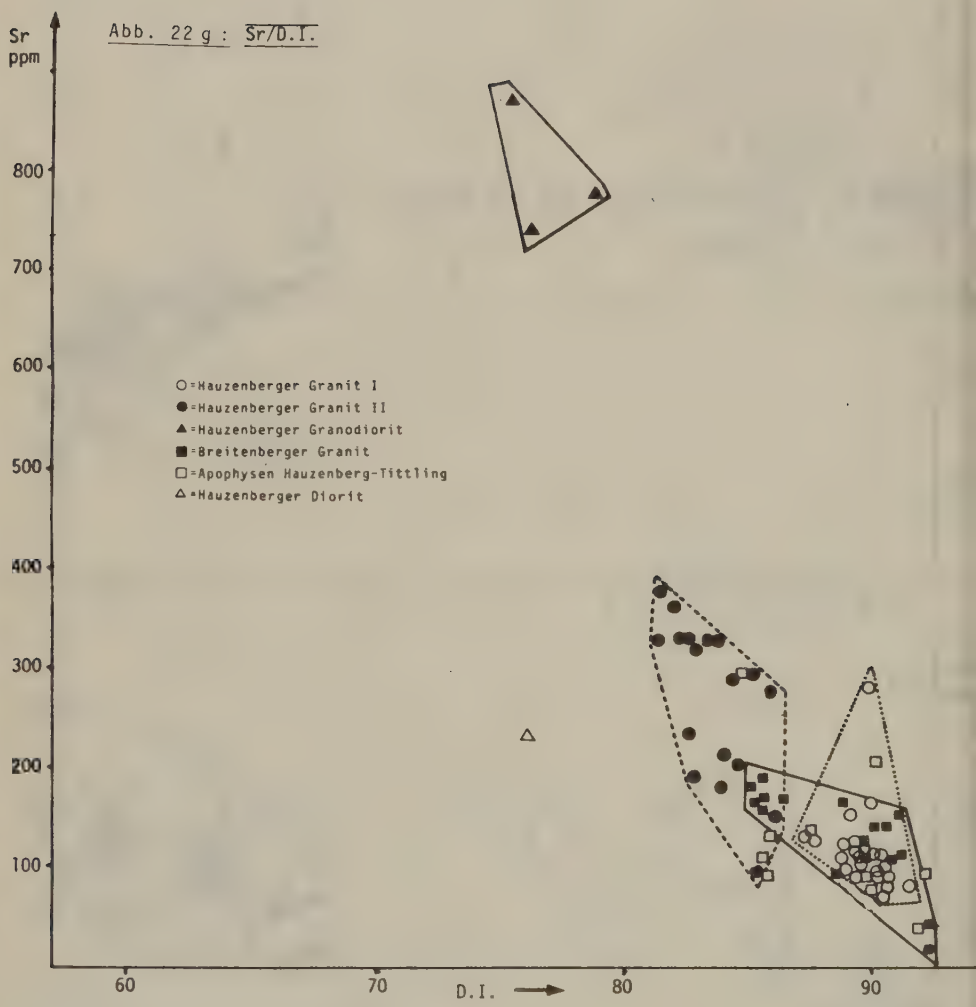


Abb. 22 g : Variationsdiagramm Sr gegen den D.I.

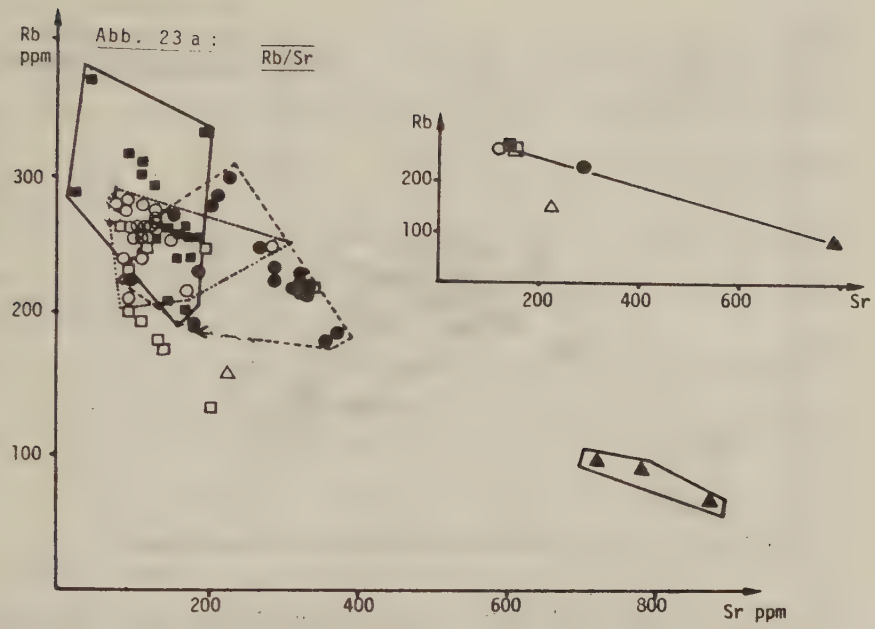


Abb. 23 a : Variationsdiagramm Rb gegen Sr und Darstellung der Mittelwerte

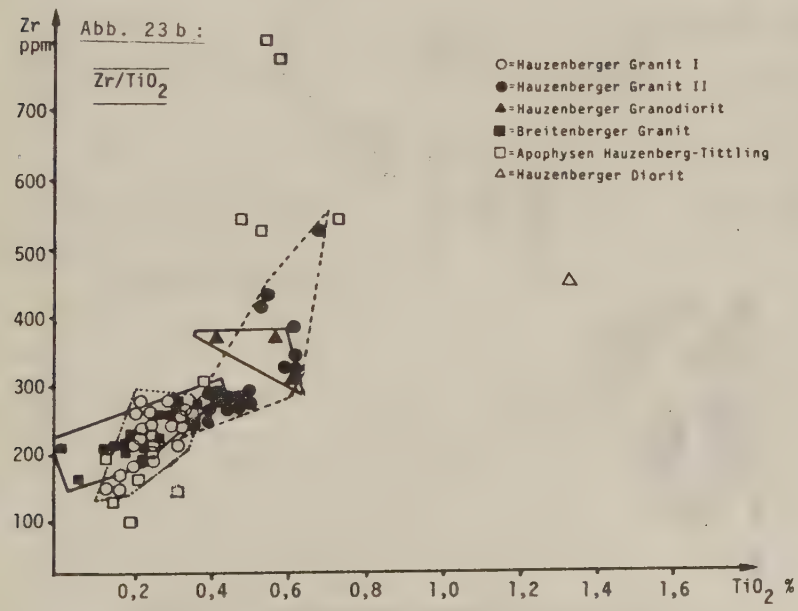


Abb. 23 b : Variationsdiagramm Zr gegen TiO_2

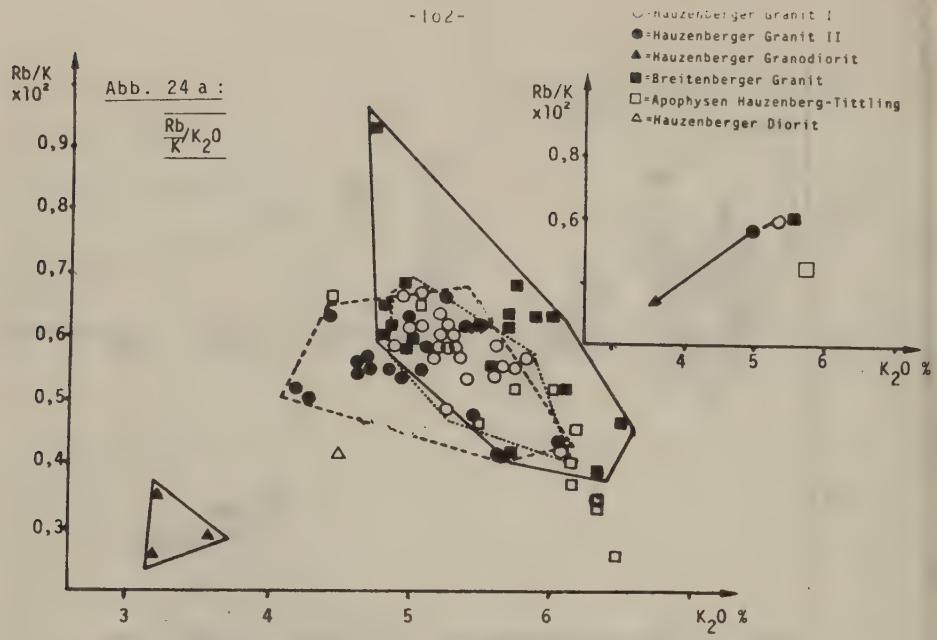


Abb. 24 a : Variationsdiagramm Rb/K x 10^2 gegen K_2O und Darstellung der Mittelwerte

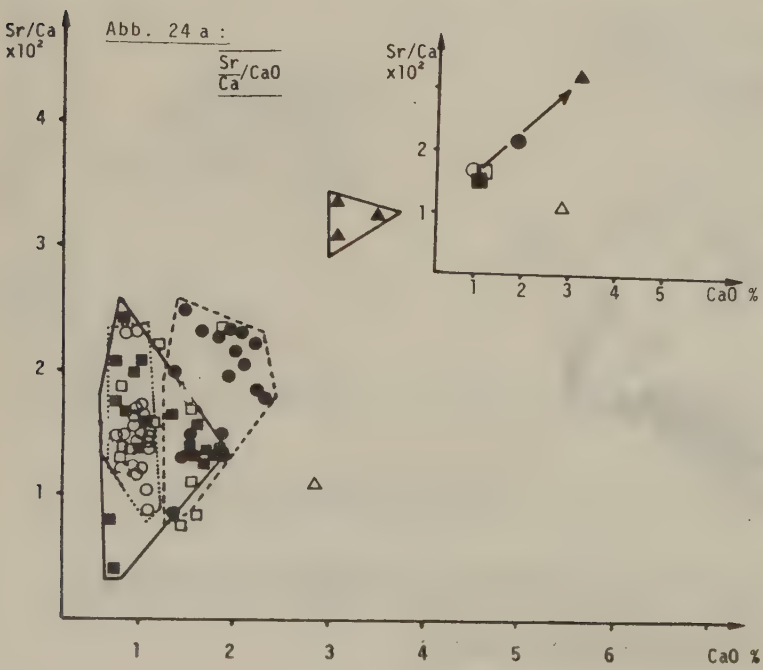


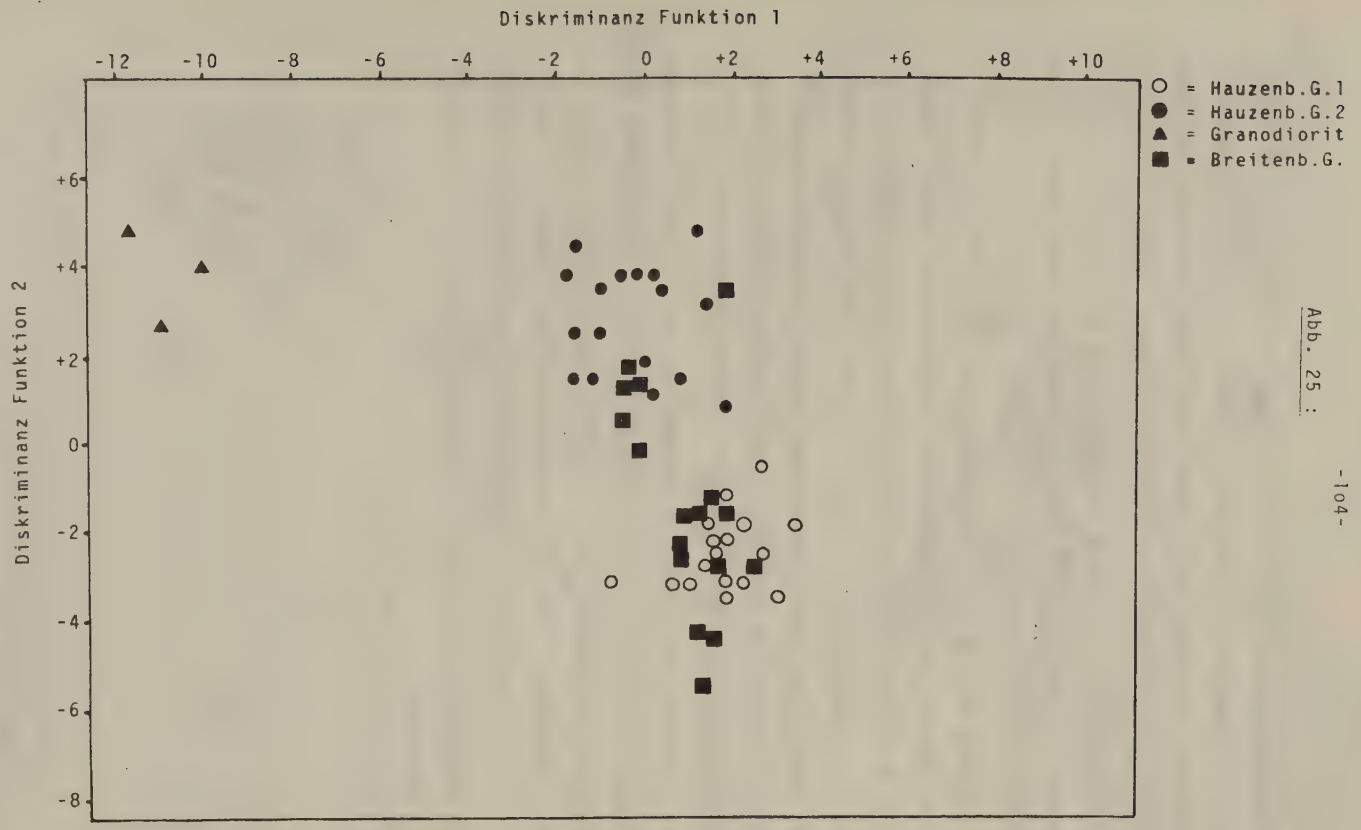
Abb. 24 b : Variationsdiagramm Sr/Ca x 10^2 gegen CaO und Darstellung der Mittelwerte

Um Übereinstimmungen oder Trennungen, die sich in den binären Korrelationsdiagrammen ergeben, anhand mehrerer Elemente gleichzeitig darzustellen, wurde eine Diskriminanzanalyse der Magmatite von Hauzenberg erstellt (Abb. 25). In dieser Diskriminanzanalyse wird, mittels der bei dieser Analyse bestimmten elementspezifischen Faktorwerten, der Granit von Breitenberg eingerechnet.

Die Trennung der Hauzenberger Magmatite in der Diskriminanzanalyse ist 100%-ig. Die Einrechnung des Breitenberger Granits ergab wie in den binären Korrelationsdiagrammen eine Zuordnung von 6 Proben zum Hauzenberger Granit II. Die restlichen 11 Proben werden auch hier dem Hauzenberger Granit I zugeteilt. Ganz zu negativen Werten in der Diskriminanzfunktion 1 versetzt, liegen die drei Proben des Granodiorites.

Generell weist die Diskriminanzfunktion 2 in Abb. 25 einen kontinuierlichen Trend der Magmatite auf, der einer Zunahme des Differentiationsindexes der einzelnen Magmatite zu negativen Werten entspricht. Die Diskriminanzfunktion 1 ergibt in erster Linie die in den Variationsdiagrammen beobachteten Unterschiede der Elementgehalte CaO und Sr wieder (Granodiorit zu negativen Werten versetzt).

Abb. 25 :


Diskriminanz Funktion 1
-12
-10
-8
-6
-4
-2
0
+2
+4
+6
+8
+10
Diskriminanz Funktion 2
+6
+4
+2
0
-2
-4
-6
-8
○ = Hauzenb.G.1
● = Hauzenb.G.2
▲ = Granodiorit
■ = Breitenb.G.

5.3.5 Der Vergleich der vier geographisch getrennten Intrusivgebiete anhand von Analysenmittelwerten

Die Granite lassen sich dabei in ältere und jüngere Granite einteilen. Die Zuordnung der Granite beruht auf:

1) Radiometrische Altersbestimmung
2) Geländebefunden
3) Petrographische Vergleiche und ähnlicher Chemismus der Granite

Dieser letzte Aspekt gilt insbesondere für noch nicht datierte Magmatite, die nicht im Kontakt zu anderen, schon datierten Intrusiva stehen und folglich keinen Bezug aus Geländebeobachtungen zulassen. Im Vorderen Bayerischen Wald trifft das für die Granite von Lalling und Metten, wie auch für den Flasergranit und den Granit von Sattelpeilnstein zu.
Die Verwandtschaft bezüglich der Plagioklase (Basizität, Rekurrenzen) sowie der basischere Gesteinscharakter (vergleichbar hohe Sr-Gehalte bei niedrigen Rb-Gehalten, fast identische, von den anderen Graniten deutlich getrennt, niedrigere K_2O-Gehalte), weisen auf eine chemische Verwandtschaft der Granite von Lalling, Tittling, Metten und Eberhardsreuth hin, die in dieser Arbeit auch als eine altersmäßige Verwandtschaft gedeutet wird.
Die Lage der Projektionspunkte des Flasergranites und des Granits von Sattelpeilnstein im Phasenvolumen des Alkalifeldspates und die hohen K_2O-, Rb-Gehalte in diesen Magmatiten, entsprechen den Befunden der als jünger eingestuften Granite, so daß auch eine gleiche Alterszuordnung wahrscheinlich ist.

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

1) Regensburger Wald

(Gew.-%)	Diorit Regensburger Wald n = 16	Kristallgranit I n = 14	Kristallgranit II n = 10	Klein-,Mittelkörniger Granit n = 19	Granitporphyr n = 16
SiO_2	58,97	68,00	71,31	73,96	73,02
TiO_2	1,47	0,64	0,36	0,19	0,23
Al_2O_3	16,26	15,06	14,55	14,27	14,68
Fe_2O_3	0,48	0,59	0,56	0,40	0,82
FeO	6,27	2,90	1,75	0,94	1,02
MnO	0,12	0,04	0,01	0,02	0,02
MgO	2,88	1,11	0,59	0,52	0,52
CaO	4,70	2,00	1,34	0,62	0,81
Na_2O	3,00	3,00	3,22	3,30	2,67
K_2O	3,82	5,03	4,90	5,11	5,28
P_2O_5	0,93	0,31	0,26	0,19	0,10
G.V.	----	----	0,90	0,77	1,29
Summe	98,90	98,68	99,75	100,29	100,44
(ppm)					
Ba	1093	887	722	267	408
F	1402	1414	1191	574	1086
Rb	149	222	248	225	347
Sr	455	181	112	59	110
Zr	461	298	271	91	184
D.I.	52	76,5	84,5	90	87,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

2) Die Intrusiva von Lalling, Metten, Sattelpeilnstein und der Flasergranit

(Gew.-%)	Gangdiorit: Lalling, Regen n = 5	Kaussinger Granit n = 9	Mettener Granit n = 9	Granit von Sattelpeilnstein n = 9	Flasergranit n = 14
SiO_2	63,52	71,58	71,74	71,68	72,97
TiO_2	1,37	0,37	0,36	0,39	0,25
Al_2O_3	15,91	14,98	15,04	14,74	14,53
Fe_2O_3	1,36	0,40	0,34	0,34	0,19
FeO	5,32	1,77	1,72	1,96	1,57
MnO	0,09	0,05	0,03	0,03	0,01
MgO	2,31	0,90	0,68	0,83	0,62
CaO	3,36	1,98	1,80	1,19	1,02
Na_2O	3,36	2,95	3,06	2,75	2,71
K_2O	3,91	4,29	4,33	5,25	5,34
P_2O_5	0,58	0,16	0,18	0,20	0,22
G.V.	0,53	0,61	0,61	o,96	0,99
Summe	101,30	100,04	99,89	100,39	100,42
(ppm)					
Ba	1211	776	692	527	385
F	1352	583	753	1029	883
Rb	134	126	177	234	256
Sr	288	334	189	107	83
Zr	582	246	191	342	164
D.I.	61,5	80	82	83,5	86,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

3) Das Intrusivgebiet von Fürstenstein

	Fürstensteiner Diorit	Tittlinger Granit	Eberhardsreuther Granit	Zwei-Glimmer-granit	Saldenburger Granit	Apophysen Vilshofen
(Gew.-%)	n = 12	n = 11	n = 3	n = 4	n = 20	n = 2
SiO_2	63,49	69,59	71,75	71,64	73,54	72,03
TiO_2	1,07	0,49	0,35	0,35	0,28	o,38
Al_2O_3	15,26	15,09	14,54	14,45	13,96	14,38
Fe_2O_3	1,03	0,31	0,19	0,45	0,28	0,96
FeO	4,67	2,27	1,82	1,62	1,77	1,15
MnO	0,12	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04
MgO	1,87	0,81	0,67	0,55	0,33	0,42
CaO	4,09	2,74	1,90	1,45	1,16	1,27
Na_2O	3,94	3,59	3,40	3,23	3,05	3,15
K_2O	3,89	4,02	4,24	5,11	5,15	5,42
P_2O_5	0,45	0,21	0,15	0,20	0,18	0,25
G.V.	0,82	0,59	0,88	0,57	0,72	0,76
Summe	100,70	99,78	99,94	99,67	100,45	100,21
(ppm)						
Ba	1183	1063	927	587	538	680
F	890	695	585	587	538	692
Rb	93	123	151	219	175	208
Sr	447	455	339	126	137	168
Zr	268	199	170	270	209	389
D.I.	67	77	82,5	85	87	87,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

4) Passauer Wald

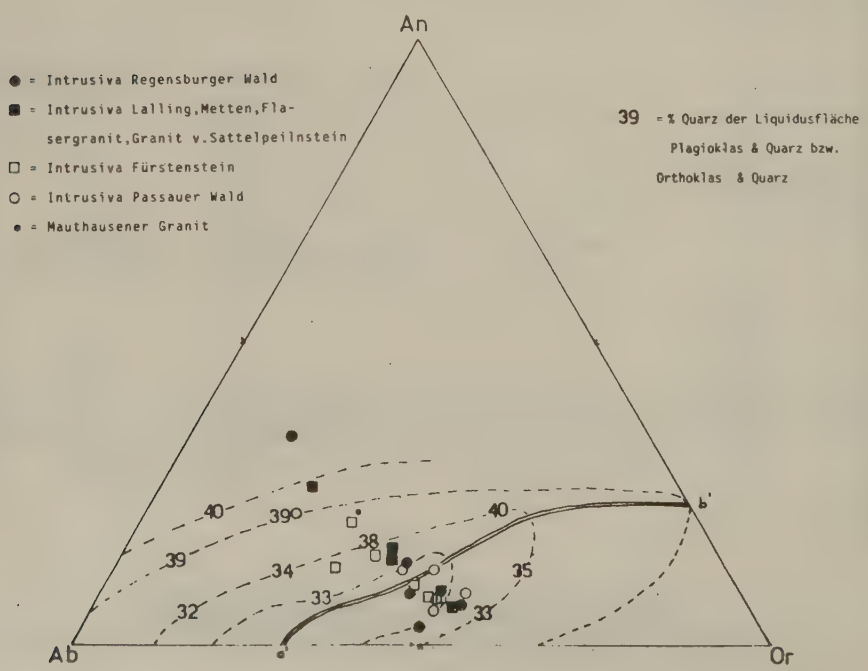
(Gew.-%)	Hauzenberger Diorit n = 1	Hauzenberger Granit I n = 22	Hauzenberger Granit II n = 18	Hauzenberger Granodiorit n = 3	Breitenberger Granit n = 17	Apophysen Hauzenberg n = 11
SiO_2	63,11	72,28	70,01	67,13	72,29	72,37
TiO_2	1,30	0,24	0,51	0,53	0,22	0,38
Al_2O_3	14,15	14,55	14,83	16,78	14,57	14,20
Fe_2O_3	1,20	0,20	0,43	0,35	0,36	0,38
FeO	4,19	1,23	1,93	2,03	1,33	1,24
MnO	0,14	0,04	0,06	0,06	0,03	0,03
MgO	2,08	0,48	0,87	1,00	0,42	0,57
CaO	2,88	0,95	1,83	3,22	1,16	1,24
Na_2O	4,51	3,00	3,17	4,50	3,23	2,77
K_2O	4,50	5,36	5,00	3,34	5,51	5,87
P_2O_5	0,58	0,24	0,22	0,18	0,18	0,15
G.V.	0,81	0,64	0,71	0,59	0,65	0,66
Summe	99,45	99,38	99,66	99,71	99,95	100,35
(ppm)						
Ba	1778	938	1285	1364	779	794
F	1467	906	1024	1074	782	814
Rb	158	264	238	86	279	222
Sr	229	119	288	791	134	145
Zr	423	234	313	352	240	395
D.I.	76	88	81	74,5	86	87,5

5.3.5.1 Beschreibung der Diagramme

Die Ausnahme des Passauer Waldes (Zunahme der Basizität der Intrusiva mit abnehmendem Gesteinsalter) bewirkt in den Variationsdiagrammen, daß die Magmatite des Passauer Waldes, nicht oder nur zum Teil in die Feldereinteilung der jüngeren und älteren Granite eingegliedert werden können.

Im Granitsystem liegen, wie in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt wurde, die Projektionspunkte der älteren Granite im Phasenvolumen des Plagioklas, die der jüngeren Granite, in dem des Alkalifeldspates (Ausnahme: Passauer Wald, Abb. 26).

Abb. 26 : Die Lage der Projektionspunkte der Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes im System An-Ab-Or-Qz-H_2O bei einem Druck von P_{H_2O} = 5 kbar



In den Variationsdiagrammen gegen den D.I. (Abb. 27 a-e) kommt es zu einer deutlichen Aufteilung in drei Probenfelder. Diese repräsentieren, nach zunehmendem D.I. geordnet, die Diorite, die älteren und schließlich die jüngeren Granite. Während von den Dioriten zu den Graniten eine starke (nicht kontinuierliche) Abnahme der Elementgehalte MgO, TiO_2 und P_2O_5 (Abb. 27 b, d, e) zu beobachten ist, unterscheiden sich die älteren von den jüngeren Graniten hinsichtlich dieser Elementgehalte nicht sehr deutlich. Anders ist dies bei den CaO-Gehalten. Hier weisen die älteren Granite deutlich höhere Gehalte auf (Abb. 27a). Allgemein ergibt sich in den Diagrammen CaO und K_2O gegen den D.I., eine lineare Verbindung zwischen den drei Probenfeldern.

Im Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 28) haben die Felder beider Granitgenerationen deutlich unterschiedliche Steigungen, was durch die höheren TiO_2-Gehalte in den älteren Graniten bedingt ist. Durch diese TiO_2-Gehalte ergibt sich für die älteren Granite in Abb. 28 ein Trend zu den Dioriten.

Dieser Trend bestätigt sich deutlich in den Variationsdiagrammen Rb/Sr und (Abb. 29a, b) in denen sich die Felder der Diorite und der älteren Granite überlappen. Die jüngeren Granite sind von den älteren durch höhere Rb- und niedrigere Sr-Gehalte getrennt. Bei der Normierung von Rb und Sr gegen Ba kommt es zu einer Separation der drei Felder, wofür in erster Linie die anwachsenden Rb/Ba-Verhältnisse, von den Dioriten über die älteren zu den jüngeren Graniten den Ausschlag geben (Abb. 29c).

Aus dem Variationsdiagramm F gegen FeO+MgO+P_2O_5 (Abb. 30) ist zu ersehen, daß mit Ausnahme des Kristallgranit I die F-Gehalte in den älteren Graniten im Mittel niedriger sind als in den jüngeren Graniten.

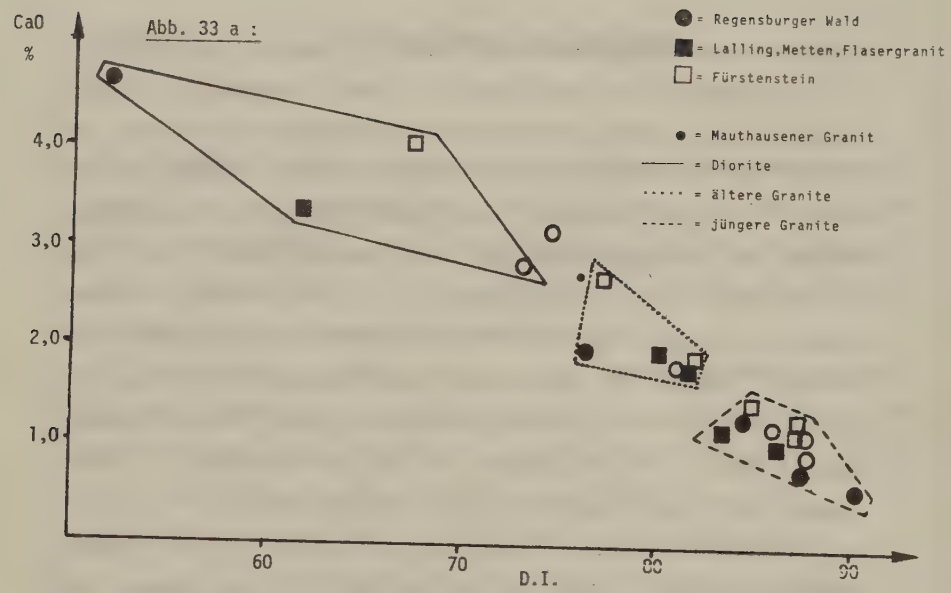


Abb. 27 a : Varitionsdiagramm CaO gegen den D.I.

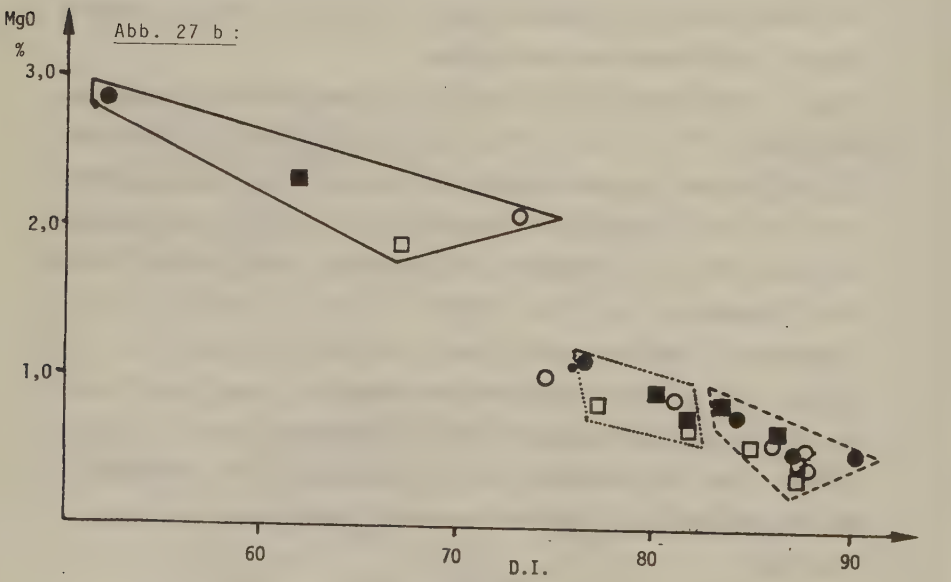


Abb. 27 b :Variationsdiagramm MgO gegen den D.I.

Abb. 27 c :

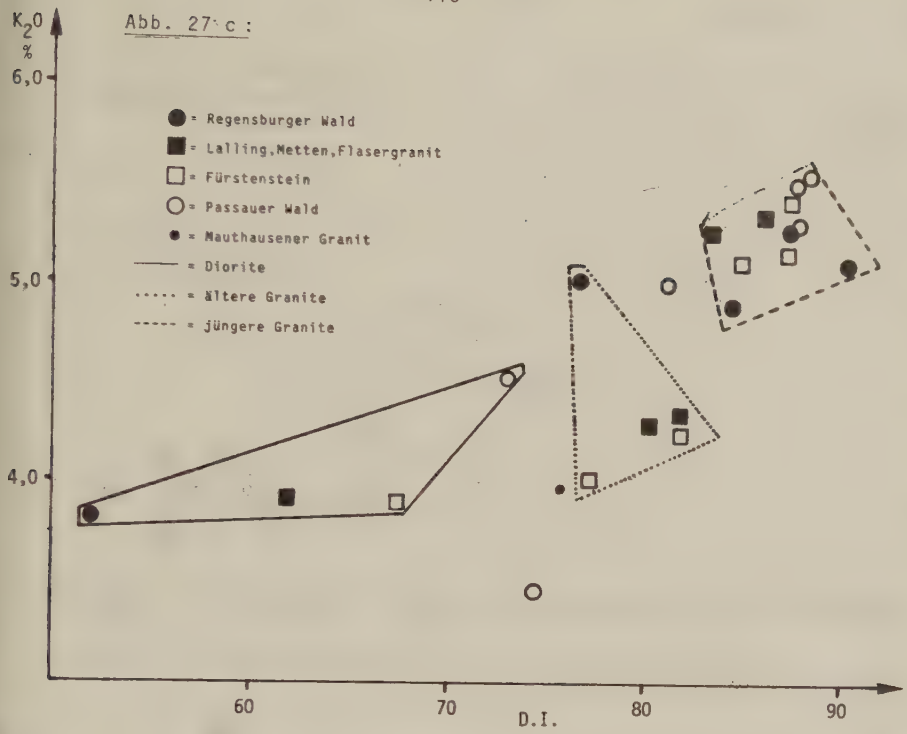


Abb. 27 c : Variationsdiagramm K_2O gegen den D.I.

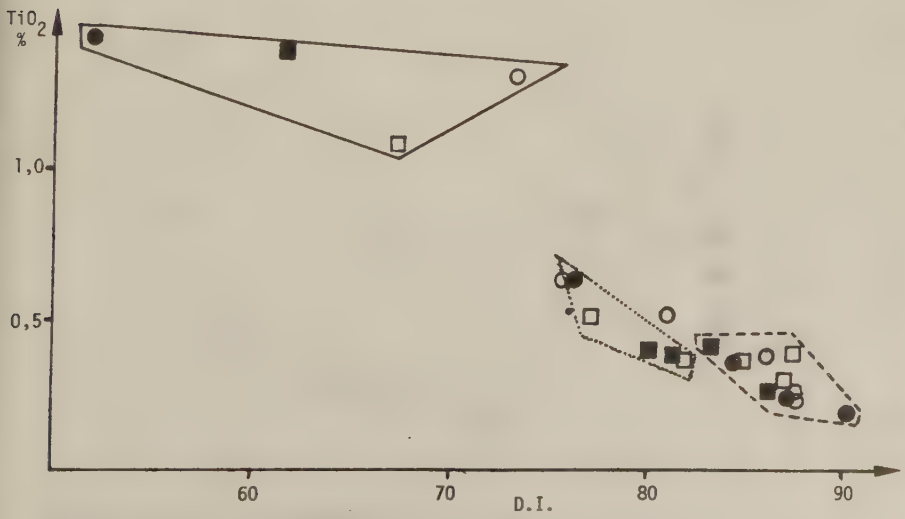


Abb. 27 d : Variationsdiagramm TiO_2 gegen den D.I.

Abb. 27 e :

P_2O_5 %

1,0
0,8
0,6
0,4
0,2

● = Regensburger Wald
■ = Lalling,Metten,Flasergranit
□ = Fürstenstein
○ = Passauer Wald
● = Mauthausener Granit
—— = Diorite
····· = ältere Granite
----- = jüngere Granite

60 70 80 90
D.I.

Abb. 27 e : Variationsdiagramm P_2O_5 gegen den D.I.

Abb. 28 :

Zr ppm

500
400
300
200
100

0,5 1,0 1,5 TiO_2 %

Abb. 28 : Variationsdiagramm Zr gegen TiO_2

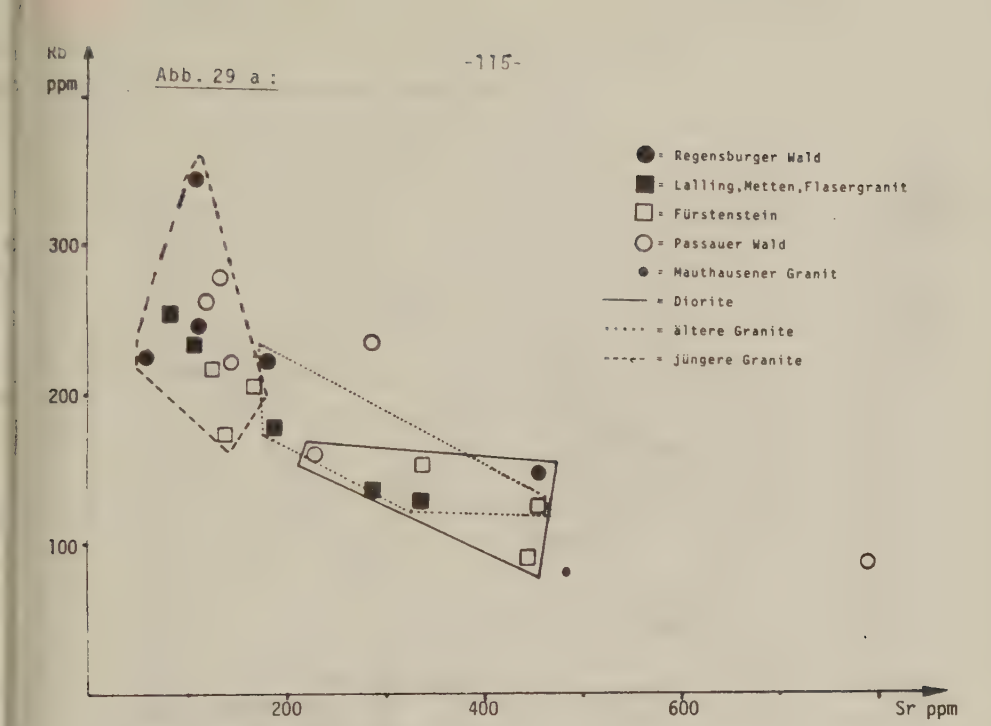


Abb. 29 a : Variationsdiagramm Rb gegen Sr

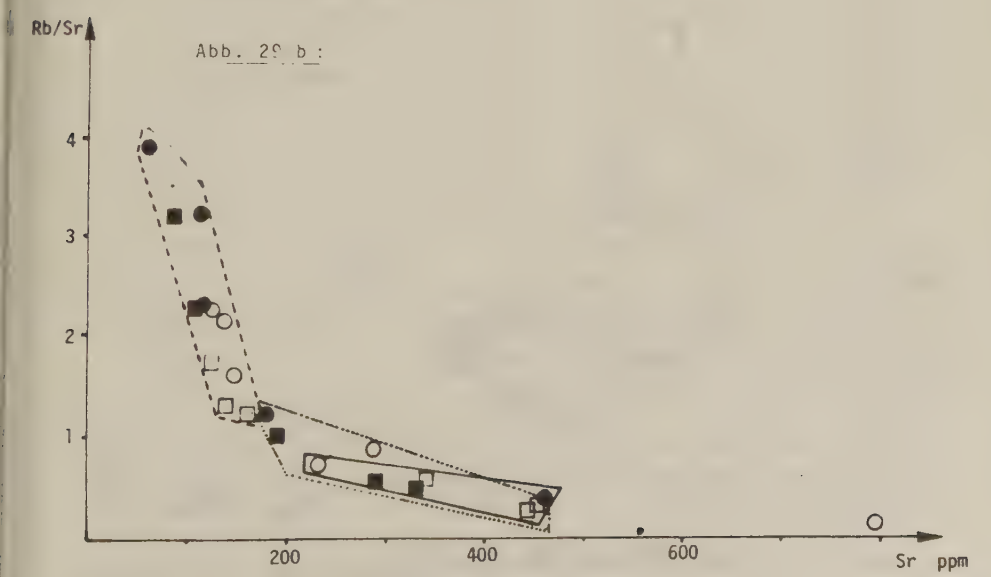


Abb. 29 b : Variationsdiagramm Rb/Sr gegen Sr

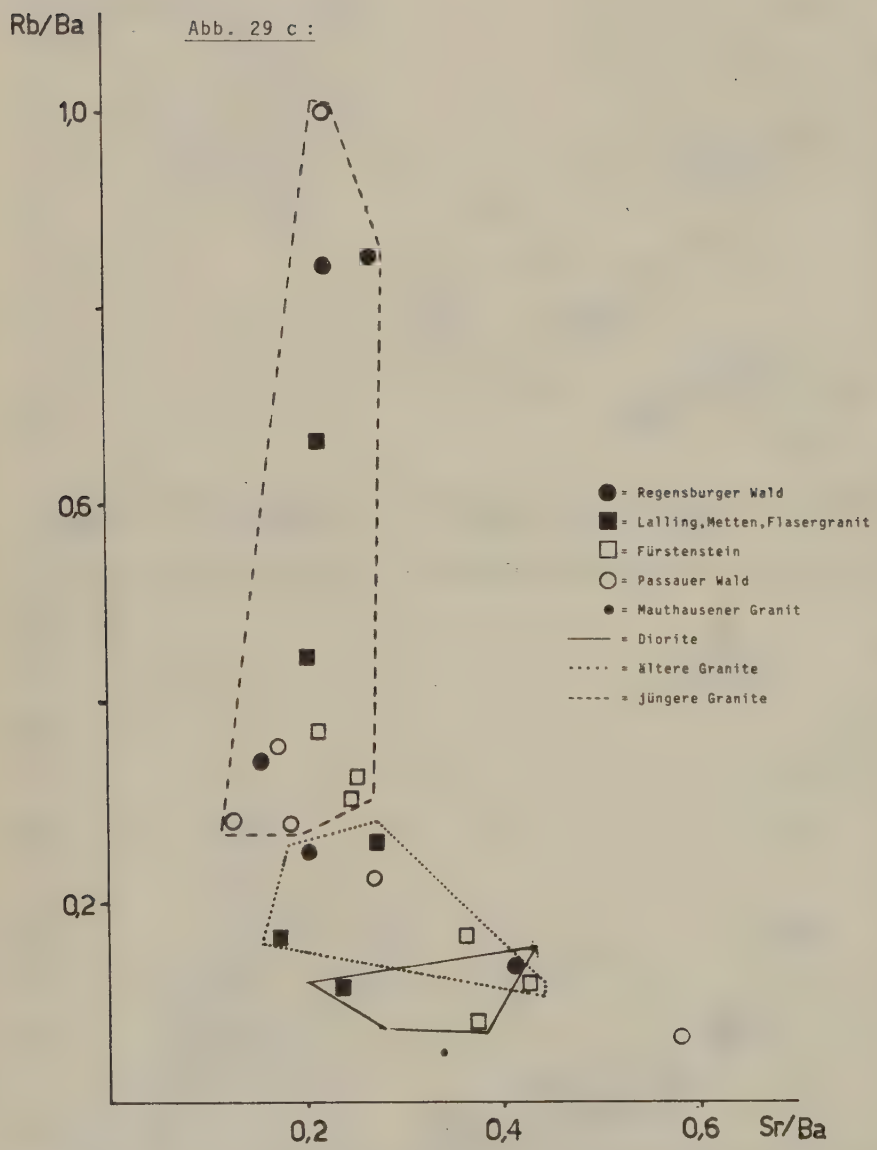
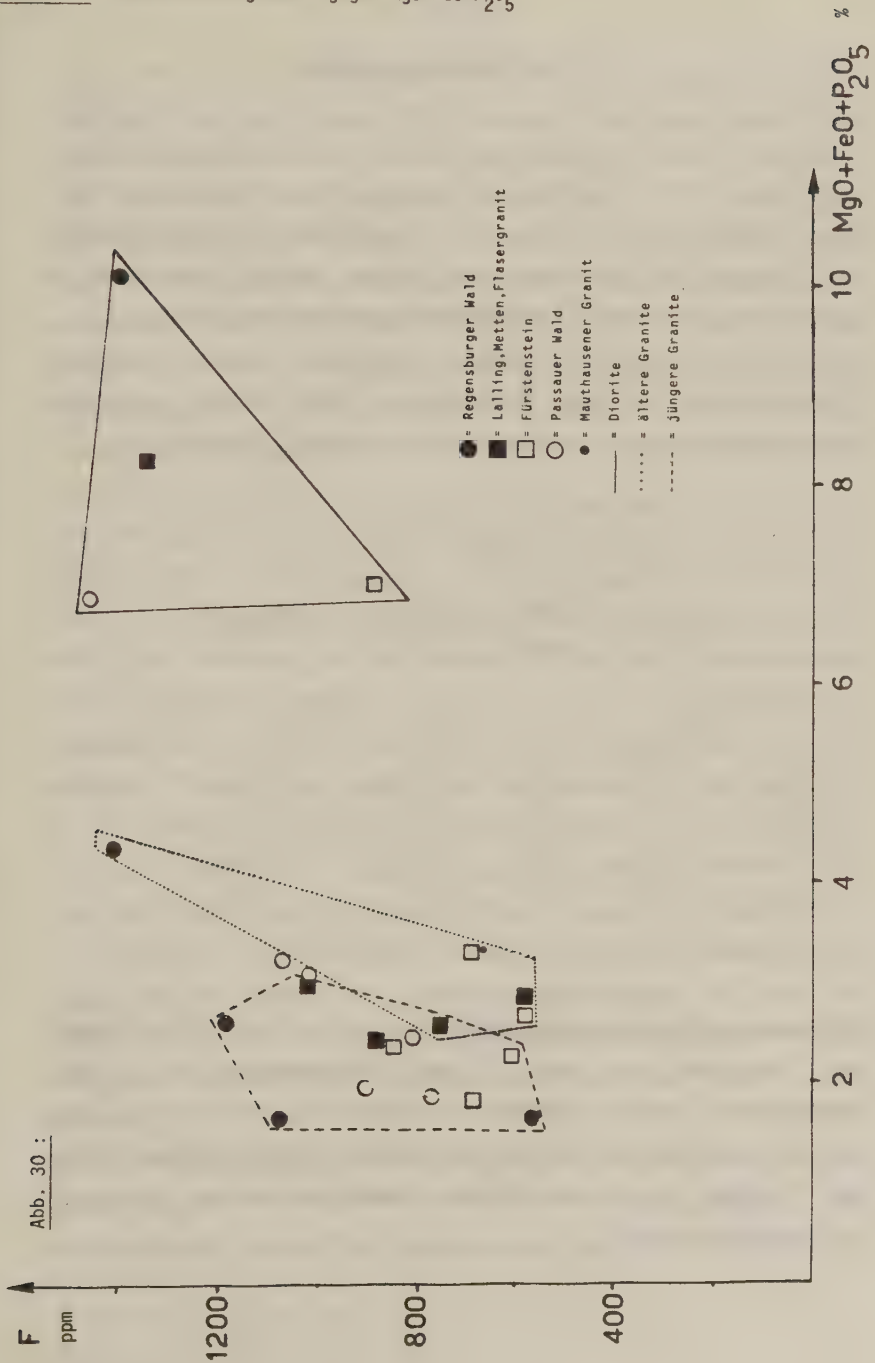


Abb. 29 c : Variationsdiagramm Rb/Ba gegen Sr/Ba

Abb. 30 : Variationsdiagramm F gegen $MgO+FeO+P_2O_5$



6 DISKUSSION

Neben den hohen TiO_2-Gehalten sprechen auch die teilweise enorm hohen P_2O_5-Gehalte (bis max. 1,13 Gew.% P_2O_5) für eine Herkunft der Diorite aus Derivaten des oberen Mantels "low degree of partial mantle melting" (HUCKENHOLZ, mündliche Mitteilung).
Wie in den Variationsdiagrammen aufgezeigt wurde, sind die Diorite stark in sich differenziert (D.I. 47-76!). Im Mittel nimmt hierbei der D.I. von Westen nach Osten zu (Tabelle 3).

Tabelle 3: Elementgehalte und der D.I. der Diorite im Trend von W nach E

Element	Diorit Regensburger Wald	Diorit Lalling Metten	Diorit Fürstenstein	Diorit Hauzenberg
D.I.	52	62	67	76
TiO_2	1,47	1,37	1,07	1,30
$Fe_{ges.}$	7,45	7,27	6,21	5,86
MgO	2,88	2,31	1,87	2,08
P_2O_5	0,93	0,58	0,45	0,58

Entgegengesetzt nehmen die Gehalte an Ti, Fe, Mg und P ab, wobei mit Ausnahme von $Fe_{ges.}$ vom Fürstensteiner Diorit zum Hauzenberger Diorit wieder eine Zunahme festzustellen ist. Dies ist eine Beobachtung, die sich mit den für dieses östliche Gebiet des Vorderen Bayerischen Waldes anders gelagerten Intrusionsverhältnissen deckt.

Drei Faktoren können eine große Spanne im Differentiationsindex bewirken. Es sind dies eine "normale" Differentiation eines Magmas, basierend auf der Mineralausscheidungsfolge bei Abkühlung und "Platznahme" einer Intrusion. Daneben kann eine Kontamination mit saurem Material während der Intrusion erfolgen. Ein Vorgang, der von FOURCADE und ALLEGRE (1981), für die Entwicklungsgeschichte der basischen Gesteinsserie in den Pyrenäen beschrieben wurde. Und schließlich, kann eine postmagmatische Überprägung, wie es TROLL (1968) bei den Fürstenberger Dioriten beschrieb, erfolgen, die zur Bildung von Alkalifeldspatblasten führt.

Für den Vorderen Bayerischen Wald kann mit Sicherheit gesagt werden, daß im Fürstensteiner Intrusivgebiet letzterer Fall zu einer Chemismusänderung der "ursprünglichen" Diorite führte.

Für eine Assimilation von Krustenmaterial, oder einer Mischung von Schmelzen, spricht, die in den Variationsdiagrammen aufgezeigte Linearität zwischen den Dioriten und den "älteren" Graniten, welche am deutlichsten im Regensburger Wald (Abb. 6a, S. 39) und im Intrusivgebiet von Fürstenstein (z.B. Abb. 16a, S. 78) zu beobachten ist. Auch das Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 28), in dem das Feld der älteren Granite in seiner Elongation auf das Feld der Diorite weist, wobei die Linearität innerhalb der Fürste nsteiner Magmatite besonders hervorzuheben ist, kann für einen derartigen Vorgang angesehen werden. Als Hinweis für eine gemeinsame Herkunft der Magmen wurde das von MADEL (1968) gedeutet.

In den älteren Graniten ist, von West nach Ost, eine Abnahme der Elementgehalte K, Rb, Ti, Mg und P zu beobachten. Dem entgegengesetzt nehmen die Gehalte an Ca und Sr zu (Tabelle 4).

Tabelle 4: Die mittleren Elementgehalte K, Rb, Ti, Mg, Ca, Sr und P in den älteren Graniten

Element (Gew.-%)	Regensburger Wald	Intrusivgebiet Lalling, Metten		Intrusivgebiet Fürstenstein	
	Kristallgranit I	Kaussinger Granit	Mettener Granit	Tittlinger Granit	Eberhards-reuther Granit
K_2O	5,03	4,31	4,33	4,02	4,24
Rb	222	126	177	123	151
TiO_2	0,64	0,37	0,36	0,49	0,35
MgO	1,11	0,90	0,68	0,81	0,67
P_2O_5	0,31	0,16	0,18	0,21	0,15
CaO	2,00	1,98	1,80	2,74	1,90
Sr	181	334	189	455	339

Die Abnahme der Elementgehalte Mg, Ti, P und Rb stimmt mit dem geochemischen Trend in den Dioriten (vgl. Tabelle 3) überein, in denen für diese Elemente ebenfalls eine Abnahme von Westen nach Osten festzustellen war.

Die jüngeren Granite unterscheiden sich von den älteren Graniten insbesondere durch einen höheren Differentiationsindex, der Lage ihrer Projektionspunkte im Granitsystem (d.h. im Phasenvolumen des Alkalifeldspates), niedrigere CaO-, Sr- und teilweise höhere K_2O-, Rb-Gehalte (Ausnahme: Magmatite des Passauer Waldes).

Die unterschiedliche Steigung im Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 28), gegen die älteren Granite, kann dadurch erklärt werden, daß letztere eine Zufuhr basischer TiO_2-reicher Schmelze erfahren haben.

Ein ähnliches Bild zeigt sich bei der Normierung von Rb und Sr gegen Ba (Abb. 29c), wobei nach LANGMUIR, VOCKE, HANSON und HART (1978), bei einer Mischung von, entweder Ausgangsmaterial oder Schmelze, eine Linearität resultiert. Die älteren Granite variieren, wie auch die Diorite, im Sr/Ba-, die jüngeren im Rb/Ba-Verhältnis. Das Feld der älteren Granite fügt sich dabei zwischen das Feld der Diorite und das der jüngeren Granite ein. In Richtung höherer Rb/Ba-Verhältnisse ist ein linearer Bezug angedeutet, was für einen derartigen Vorgang spricht.

Beiden ist gemein, Dioriten sowie den älteren Graniten, wie schon erwähnt, die Lage ihrer Projektionspunkte im System An-Ab-Or-Qz-H_2O (P-H_2O = 5 kbar)(Abb. 26, S. 110) im Phasenvolumen des Plagioklas. Der vorherrschende Druck während der Intrusion dürfte dabei, wie unter 5.3.1 beschrieben, etwas niedriger gelegen haben. Getrennt von diesen Magmatiten, liegen, im "Granitsystem", die jüngeren Granite, die mit Ausnahme von einer Rb-Abnahme von West nach Ost, keinen eindeutigen geochemischen Trend aufweisen, im Phasenvolumen des Alkalifeldspates.

Wie im Kapitel "Das System Ab-An-Or-Qz-H_2O" aufgezeigt wurde, kann die Bildung der jüngeren Granite, durch reine Differentiation eines, den "älteren" und "jüngeren" Graniten gemeinen Ausgangsmagmas, nicht erklärt werden. Ausschlaggebend für die Lagepunkte in diesem System sind in erster Linie die jeweiligen Elementoxidgehalte von CaO und K_2O, welche im granitischen Gestein in der Hauptsache von dem jeweiligen modalen Gehalt an (basischerem) Plagioklas bzw. Alkalifeldspat abhängig sind. Die mikroskopischen Befunde wiesen für die älteren Granite immer

einen gewissen Anteil an Plagioklasen mit Rekurrenzen auf, was durch eine Änderung des jeweilig vorherrschenden Magmenchemismus erklärt werden kann. Zusammen mit in den Variationsdiagrammen aufgezeigten Beziehungen zu den Dioriten, deutet dies auf eine Interaktion von granitischer und dioritischer Schmelze hin. Ob diese Plagioklase aber vielleicht reliktischen Ursprungs sind (vgl. WHITE und CHAPPELL 1977), kann mit den zur Verfügung stehenden Analysendaten nicht geklärt werden. Kennzeichnend sind für die älteren Granite und die Diorite durchaus vergleichbar hohe Sr-Gehalte.

Da die Entstehung der jüngeren Granite aus den älteren nicht durch Differentiation erklärt werden kann (Überschreiten der Grenze der Phasenvolumina von Plagioklas/Alkalifeldspat), können petrologisch gesehen nur drei Ursachen für diese unterschiedliche Lage im "Granitsystem" ausschlaggebend sein:

1) Die Ausgangsmagmen können unterschiedlich gewesen sein. Das aber ist in einem geologisch so kleinen Bereich wie er hier behandelt wird, zusammen mit der bisher ermittelten temporär kurz aufeinanderfolgenden Intrusionsfolge, nicht sehr wahrscheinlich.

2) Die Magmenentwicklung begann mit dem Eindringen von Mantelderivaten, führte zur Aufschmelzung von Krustensegmenten und zur Bildung von Mischschmelzen. Mit zunehmender Wärmezufuhr kam es zur sukzessiven Aufschmelzung von Biotit in den umgebenden Gesteinen (Gneise), wobei eine nicht unbedeutende Or-Komponente freigesetzt wurde. Diese führte zu einer Chemismusänderung bei

den jüngeren Graniten, was deren Lage der Projektionspunkte im Phasenvolumen des Alkalifeldspats bedingt. Von KNABE (1976) durchgeführte Versuche ergaben dieses Resultat. Hierbei treten als Abbauprodukte Gedrid, Hornblende und Ilmenit auf, Minerale die in den untersuchten Graniten nicht zu beobachten waren. EMMERMANN (1977) hält einen solchen Vorgang bei der Bildung der jüngeren Granite des Schwarzwaldes für wahrscheinlich. Im Falle des Vorderen Bayerischen Waldes fehlen, um definitive Verifikationen machen zu können, jedoch Analysen der Seltenen Erden, der in Frage kommenden Biotite, als auch der Alkalifeldspäte in den Graniten. Auszuschließen ist aber ein solcher Vorgang auch hier nicht, obwohl, wie im Regensburger Wald beobachtet, die jeweiligen Lagepunkte der älteren und jüngeren Granite (K.G.I bzw. K.G.II) im "Granitsystem" in erster Linie durch die CaO-Komponente bedingt ist.

Mittlere CaO- und K_2O-Gehalte der Kristallgranite des Regensburger Waldes

Gew.%	Kristallgranit I	Kristallgranit II
CaO	2,00	1,34
K_2O	5,03	4,90

Dies führt zu der dritten möglichen magmatischen Entwicklungsgeschichte:

3) Durch Eindringen von Mantelderivaten in die Kruste, kam es zu Aufschmelzungen von Krustensegmenten und unterschiedlich starken Mischungen von Mantel- Krustenschmelzen, die, bedingt durch die jeweiligen Mischungsverhältnisse zu den (chemisch) verschiedenen

Gesteinsvarietäten führten. Dabei muß berücksichtigt werden, daß z.B. nur teilweise Aufschmelzungen erfolgt sein können, das heißt, daß auch reliktische nicht aufgeschmolzene Bestandteile mitgeführt wurden. Als solche Relikte werden von WHITE und CHAPPELL (1977) und PITCHER (1978) u.a. komplex verzwillingte, zonar gebaute Plagioklase angesprochen.

Dieser 3. Fall kann für die Abfolge im Regensburger Wald (K.G.I - K.G.II), im Intrusivgebiet von Fürstenstein (Tittlinger Granit, Saldenburger Granit), also in Gebieten, in denen keine deutliche geographische Trennung dieser Intrusiva vorhanden ist, angenommen werden. Am eindeutigsten ist es im Regensburger Wald, wo die Trennung der Lagepunkte in die Phasenvolumina Plagioklas/ Alkalifeldspat nur durch die Plagioklaskomponente CaO bedingt ist.

Für diesen magmengeschichtlichen Ablauf werden verschiedene Modellrechnungen diskutiert, wobei als Krustenschmelze die jeweils am höchsten differenzierten Granite herangezogen werden. Nur im Regensburger Wald konnte zusätzlich auf Anatexitanalysen zurückgegriffen werden (PROPACH 1977), so daß auch dieser hier als möglicher "Krustenschmelzenlieferant" erwogen wird. Für den Regensburger Wald ergeben sich, nach diesem Modell, also folgende Bildungsmöglichkeiten der resultierenden Magmen:

1) Die Entstehung aus sedimentärem Ausgangsmaterial (z.B. Anatexit des Regensburger Waldes (PROPACH 1978)) unter teilweiser Mitführung von reliktischem Material in der Schmelze.
2) Ein unterschiedliches Mischungsverhältnis von dioritischer Schmelze mit einer aus der Aufschmelzung von Paragneisen hervorgegangenen granitischen Schmelze.

zu 1)

Das Ausgangsmaterial der Granite lag in Form der Anatexite vor, wie sie heute im Regensburger Wald anzutreffen sind. Das Endprodukt der Aufschmelzung bildet der Granit mit dem höchsten D.I. (klein- bis mittelkörniger Granit). Das heißt, der krustale Anteil der Schmelze aus der alle Granite hervorgingen, entspricht der chemischen Zusammensetzung dieses Granits.

Die anderen Granite sind zusammengesetzt aus dieser Schmelze und einem Residualanteil des Ausgangsgesteins (Anatexit). Den Gegenüberstellungen liegen die folgenden, auf die chemischen Analysen bezogenen Berechnungen zugrunde. Diese Rechnungen wurden für ideale Bedingungen erstellt, was bedeutet, daß in der Betrachtung keine Zu- oder Abfuhr von Elementen stattfindet ("Geschlossenes System").

Die resultierenden Magmenzusammensetzungen werden, wie in folgenden Beispielen, errechnet.

a) Berechnung des Restitchemismus bei unterschiedlichem Aufschmelzungsgrad des Anatexits:

0,3 Teile Restit + 0,7 Teile Schmelze (entsprechend dem klein- bis mittelkörnigem Granit) = 1 Teil Anatexit.

Daraus folgt: Restit =

b) Berechnung der endgültigen Magmenzusammensetzung:

0,2 Teile Restit + 0,8 Teile Schmelze = resultierendes Magma.

Die folgenden Tabellen zeigen:

In Tabelle 5,

die chemischen Zusammensetzungen des Kristallgranit I, des Anatexits, die chemischen Zusammensetzungen der Restite bei Aufschmelzungsgraden des Anatexites von 60% und 80% und die

chemischen Zusammensetzungen der resultierenden Magmen, bei einem Mischungsverhältnis 70% Schmelze (klein- bis mittelkörniger Granit) und 30% Restit.

In Tabelle 6,
die chemischen Zusammensetzungen des Kristallgranit II, des Anatexites, der Restite bei 60- und 80%iger Aufschmelzung des Anatexites und die resultierenden Magmenzusammensetzungen bei einem Mischungsverhältnis von 80% Schmelze und 20% Restit.

Tabelle 5: Die Magmenzusammensetzungen bei einer Zusammensetzung von 70-% Schmelze und 30-% Restit bei Aufschmelzungsgraden des Anatexites von 60 bzw. 80 Prozent

+ und - hinter den Mischungsverhältnissen Restit + Schmelze = Abweichungen gegen den Kristallgranit I (in %)

*Anatexitanalyse aus PROPACH (1977)

	Kristallgranit I	Anatexit *	60-%-Aufschmelzung des Anatexit		80-%-Aufschmelzung des Anatexit	
			Restit	Restit + Schmelze	Restit	Restit + Schmelze
SiO_2	68,00	69,70	63,31	70,76 + 4 (%)	52,66	67,57 - 0,6 (%)
TiO_2	0,64	0,54	1,07	0,45 - 30	1,94	0,79 + 23
Al_2O_3	15,06	14,90	15,84	14,74 · 2	17,42	15,22 + 1
FeO	2,90	3,60	7,59	2,94 + 1	14,24	4,93 + 70
MnO	0,04	0,05	0,11	0,05(+)25	0,17	0,06 + 50
MgO	1,11	1,30	2,47	1,10 - 1	4,42	1,69 + 52
CaO	2,00	1,40	2,57	1,20 - 40	4,52	1,79 - 11
Na_2O	3,00	2,80	2,05	2,93 - 2	0,80	2,55 - 15
K_2O	5,03	4,10	2,59	4,36 - 13	0,06	3,60 - 28
P_2O_5	0,31	0,19	0,19	0,19 - 39	0,19	0,19 - 39
Rb	222	142	18	163 - 27	- 190	101 - 55
Sr	181	138	257	118 - 35	454	177 - 2

Tabelle 6 : Die Magmenzusammensetzungen bei einer Zusammensetzung von 80-% Schmelze und 20-% Restit bei Aufschmelzungsgraden des Anatexites von 60 bzw. 70 Prozent

+ und - in Prozent hinter den Mischungsverhältnissen Restit + Schmelze = Abweichungen gegen den Kristallgranit II (in %); * = Anatexitanalyse aus PROPACH (1977)

	Kristall-granit II	Anatexit	60-% Aufschmelzung des Anatexites		70-% Aufschmelzung des Anatexites	
			Restit	Restit + Schmelze	Restit	Restit + Schmelze
SiO_2	71,31	69,70	63,31	71,84 + 0,7 (%)	59,70	71,14 - 0,2 (%)
TiO_2	0,36	0,54	1,07	0,36 -----	1,36	0,42 + 17
Al_2O_3	14,55	14,90	15,84	14,59 + 0,3	16,37	14,69 + 1
FeO	1,75	3,60	7,59	4,32 + 147	9,87	3,12 + 78
MnO	0,01	0,05	0,11	0,04 + 300	0,12	0,04 +300
MgO	0,59	1,30	2,47	0,91 + 54	3,13	1,05 + 78
CaO	1,34	1,40	2,57	1,53 + 14	3,23	1,15 - 14
Na_2O	3,22	2,80	2,05	3,05 - 5	1,63	2,97 - 8
K_2O	4,90	4,10	2,59	4,61 - 6	1,73	4,44 - 9
P_2O_5	0,26	0,19	0,19	0,19 - 27	0,19	0,19 - 27
Rb	248	142	18	184 - 26	- 52	170 - 31
Sr	112	138	257	98 - 13	322	111 - 0,9

In Tabelle 5 entspricht die Magmenzusammensetzung am besten den Analysen des Kristallgranit I, die aus einer Aufschmelzung von 60% des Anatexites und einem Mischungsverhältnis von 70% Schmelze des klein- bis mittelkörnigen Granites und 30% des Restites resultieren. Auffallend stark sind aber die negativen Abweichungen hinsichtlich der Elemente CaO, P_2O_5, Rb und Sr.
In Tabelle 6 entspricht dem Kristallgranit II am besten die Magmenzusammensetzung, die aus einer 70%igen Aufschmelzung des Anatexites hervorgegangen ist. Bemerkenswerte Abweichungen zeigen die Elemente Ti, Fe, Mg und Mn, zu hoch und die Elemente P und Rb, zu niedrig.
Für die beiden, rechnerisch unter idealen Bedingungen bestimmten Magmenzusammensetzungen, fallen die P_2O_5- Gehalte zu niedrig aus. Was nicht überraschen darf, wenn man das Ausgangsprodukt, den Anatexit betrachtet, denn in diesem liegen die P_2O_5-Gehalte bei 0,19 Gew.%. Dies aber entspricht den Gehalten des klein- bis mittelkörnigen Granites.

zu 2)
Wie anfangs erwähnt, sind hohe P_2O_5-Gehalte charakteristisch für den Diorit des Regensburger Waldes. Zusammen mit den geochemischen Trends zwischen dem Diorit und dem Kristallgranit I, gibt dies den Ausschlag, eine unterschiedlich starke Mischung von dioritischer und granitischer Schmelze (klein- bis mittelkörniger Granit) zu postulieren. Eine solche Modellrechnung wurde unter der Voraussetzung aufgestellt, daß keine Zu- oder Abfuhr stattgefunden hat. Mischungsverhältnisse dioritischer Schmelze zu granitischer Schmelze: 30 : 70 und 20 : 80 (Tabelle 7).

Tabelle 7 : Die Magmenzusammensetzungen bei einer Zusammensetzung von 70-% granitischer Schmelze und 30-% dioritischer Schmelze bzw. 80-% granitischer und 20-% dioritischer Schmelze und der Vergleich mit dem Kristallgranit I und II (positive und negative Abweichung in Prozent)

	Kristall-granit I	0,7-% Granit+ 0,3-% Diorit		Kristall-granit II	0,8-% Granit+ 0,2-% Diorit	
SiO_2	68,00	69,46	+ 2 (%)	71,31	70,96	- 0,5(%)
TiO_2	0,64	0,57	- 11	0,36	0,44	+ 22
Al_2O_3	15,06	14,87	- 1	14,55	14,40	- 1
Fe_2O_3	0,59	0,42	- 34	0,56	0,42	- 25
FeO	2,90	2,48	- 14	1,75	2,00	+ 14
MnO	0,04	0,05	+ 25	0,01	0,04	+300
MgO	1,11	1,22	+ 10	0,59	0,99	+ 68
CaO	2,00	1,84	- 8	1,34	1,44	+ 7
Na_2O	3,00	3,21	+ 7	3,22	3,24	+ 0,6
K_2O	5,03	4,73	- 6	4,90	4,85	- 1
P_2O_5	0,31	0,41	+ 32	0,26	0,33	+ 27
Ba	887	515	- 42	722	433	- 40
Rb	222	203	- 9	248	210	- 15
Sr	181	178	- 2	112	138	+ 23
Zr	298	202	- 32	271	165	- 39

Bemerkenswert ist in diesen errechneten Magmenzusammensetzungen (in Tabelle 7), die gute Übereinstimmung mit dem Kristallgranit I und II (Ausnahme MgO, MnO im Kristallgranit II). In beiden Magmen sind auch deutlich zu hohe P_2O_5-Gehalte.
Da der Gehalt in Fall 1 zu niedrig, in Fall 2 zu hoch errechnet wurde, kann angenommen werden, daß beide Modelle zusammengewirkt haben.
Die bei einem solchen, komplexen Entstehungsmodell der resultierenden Magmen zu hoch errechneten MgO- bzw. MnO-Gehalte, können in einem "natürlichen" Magma durch den Entzug von Hornblende (MgO- und MnO-Träger) entfernt werden (z.B. Absaigerung).

Im Falle des sich östlich an den Regensburger Wald anschließenden Intrusivgebietes von Lalling, Metten, dem Flasergranit und dem Granit von Sattelpeilnstein, ist ein primärer Unterschied im Ausgangschemismus, aufgrund der geographisch deutlich getrennten Lage, dennoch nicht auszuschließen.
Die Position der Projektionspunkte im "Granitsystem" (nördliche Granite im Phasenvolumen des Alkalifeldspates, Granite von Lalling und Metten in dem des Plagioklas) in Abb. 12, trennt sie geochemisch ebenso, wie die deutlich divergierenden P_2O_5-Gehalte, sowie die hohen CaO- und Sr-Gehalte (Kaussinger und Mettener Granit) einerseits und die höheren K_2O- und Rb-Gehalte in den nördlichen Graniten andererseits.
Die mikroskopischen Übereinstimmungen (Rekurrenzen in den Plagioklasen der Gangdiorite und der südlichen Granite, sowie der maximale An-Gehalt von ca. 45 Mol%), könnten wiederum durch eine Mischung von dioritischer und granitischer Schmelze erklärt werden.

Für die Errechnung des Modellmagmas wurde der höchstdifferenzierte Granit des Gebietes herangezogen (Flasergranit und der Mittelwert des Gangdiorites, Tabelle 9). Die berechneten Mischungsverhältnisse beziehen sich auf ein geschlossenes System (keine Zu- oder Abfuhr von Elementen).

In Tabelle 8 sind die chemischen Analysen (Mittelwerte) der Granite von Kaussing, Metten und Sattelpeilnstein aufgeführt, sowie die resultierenden Magmenchemismen, die einem Mischungsverhältnis Gangdiorit zu Flasergranit von 0,3 : 0,7, von 0,2 : 0,8 und 0,1 : 0,9 entsprechen.

Tabelle 8 : Der resultierende Magmenchemismus bei Mischungsverhältnissen von dioritischer (Gangdiorit) und granitischer (Flasergranit) Schmelze von 0,3:0,7 ; 0,2:0,8 ; 0,1:0,9 und die chemischen Analysen der Granite von Lalling, Metten und Sattelpeilnstein (Mittelwerte aus Anhang 1)

(%)= Abweichungen gegen de Granit von Sattelpeilnstein

	Kaussinger Granit	Mettener Granit	Granit von Sattelpeilnstein	Mischungsverhältnisse Gangdiorit : Flasergranit 0,3:0,7	(%)	0,2:0,8	(%)	0,1:0,9	(%)
SiO_2	71,51	71,74	71,68	70,14	- 2	71,08	- 0,8	72,03	- 0,5
TiO_2	0,37	0,36	0,39	0,59	+ 51	0,47	+ 21	0,36	- 8
Al_2O_3	14,98	15,04	14,74	14,94	+ 1	14,81	+ 0,5	14,67	- 0,5
Fe_2O_3	0,40	0,34	0,34	0,54	+ 59	0,42	+ 24	0,31	- 8
FeO	1,77	1,72	1,96	2,70	+ 37	2,32	+ 18	2,28	+ 16
MnO	0,05	0,03	0,03	0,03	---	0,03	---	0,02	- 33
MgO	0,90	0,68	0,83	1,13	+ 36	0,96	+ 16	0,81	- 2
CaO	1,98	1,80	1,19	1,72	+ 45	1,45	+ 22	1,25	+ 5
Na_2O	2,95	3,06	2,75	2,81	+ 2	2,78	+ 1	2,74	- 0,4
K_2O	4,29	4,33	5,25	4,91	- 6	5,05	- 4	5,20	- 1
P_2O_5	0,16	0,18	0,20	0,33	+ 65	0,29	+ 45	0,26	+ 30
Ba	776	692	527	663	+ 26	550	+ 4	468	- 11
F	583	753	1029	1024	- 0,5	977	- 5	930	- 10
Rb	126	177	234	219	- 6	232	- 1	244	+ 4
Sr	334	189	107	145	+ 36	124	+ 16	104	- 3

Wie aus der Tabelle 8 ersichtlich ist, kann eine Mischung von dioritischer und granitischer Schmelze zwar die chemische Zusammensetzung der Granite von Sattelpeilnstein hervorbringen (Mischungsverhältnis 0,1 : 0,9), nicht aber jene der Granite von Lalling und Metten. Hier fallen in erster Linie hohe Unterschiede der Elementgehalte CaO, K_2O, P_2O_5, Rb und Sr der südlichen Granite und der errechneten Chemismen auf. Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Flasergranit höhere P_2O_5-Gehalte aufweist als die Granite von Lalling und Metten. Falls die gemeinsame granitische Schmelze der des höchstdifferenzierten Granites (Flasergranit) entsprochen hätte, so müßte die zugeführte dioritische Schmelze extrem niedrige P_2O_5-Gehalte und extrem hohe Sr-Gehalte aufweisen, um eine gemeinsame Herleitung dieser Gesteine mittels Mischung zu erklären. Eine solche chemische Zusammensetzung wurde aber für keine dieser dioritischen Proben festgestellt.

Eine Gegenüberstellung der Analysen von Kaussinger und Mettener Granit, mit den älteren Graniten des sich östlich anschließenden Fürstensteiner Intrusivgebietes (Tittlinger und Eberhardsreuther Granit), ergab eine auffallende Übereinstimmung im Chemismus, die eine Zuordnung dieser Granite ermöglicht (Tabelle 9).

Besonders hohe CaO- und Sr-Gehalte und gleichzeitig niedrige K_2O- und Rb-Gehalte sind charakteristisch.

Ein analoges Ergebnis weist der Vergleich des Flasergranites und des Granites von Sattelpeilnstein, mit dem jüngeren Granit (K.G.II) und dem klein- bis mittelkörnigen Granit des Regensburger Waldes auf (Tabelle 10).

Tabelle 9: Mittelwerte des Chemischen Analysen

	Kaussinger Granit	Mettener Granit	Tittlinger Granit	Eberhardsreuther Granit	
SiO_2	71,58	71,74	69,59	71,75	(Gew-%)
TiO_2	0,37	0,36	0,49	0,35	
Al_2O_3	14,98	15,04	15,09	14,54	
Fe_2O_3	0,40	0,34	0,31	0,19	
FeO	1,77	1,72	2,27	1,82	
MnO	0,05	0,03	0,07	0,05	
MgO	0,90	0,68	0,81	0,67	
CaO	1,98	1,80	2,74	1,90	
Na_2O	2,95	3,06	3,59	3,40	
K_2O	4,29	4,33	4,02	4,24	
P_2O_5	0,16	0,18	0,21	0,15	
G.V.	0,61	0,61	0,59	0,88	
Summe	100,04	99,89	99,78	99.94	
Ba	776	692	1063	927	(ppm)
F	583	753	695	585	
Rb	126	177	123	151	
Sr	334	189	455	339	
Zr	246	191	199	170	

Tabelle 1o :

	Kristallgranit Granit	Granit v. Sattel-peilnstein	Flasergranit	klein.-mittelk. Granit
SiO_2	71,31	71,68	71,97	73,96
TiO_2	0,36	0,39	0,25	0,19
Al_2O_3	14,55	14,74	14,53	14,27
Fe_2O_3	0,56	0,34	0,19	0,40
FeO	1,75	1,96	1,57	0,94
MnO	0,01	0,03	0,01	0,02
MgO	0,59	0,83	0,62	0,52
CaO	1,34	1,19	1,02	0,62
Na_2O	3,22	2,75	2,71	3,30
K_2O	4,90	5,25	5,34	5,11
P_2O_5	0,26	0,20	0,22	0,19
G.V.	0,90	0,96	0,99	0,77
Summe	99,75	100,39	100,42	100,29
Ba	722	527	385	267
F	1191	1029	883	574
Rb	248	234	256	225
Sr	112	107	83	59
Zr	271	342	164	91
D.I.	84,5	83,5	86,5	90

Nach den chemischen und petrologischen Erkenntnissen können also die nördlichen Granite eher dem Regensburger Wald, die Granite von Lalling und Metten aber den älteren Graniten des Fürstensteiner Intrusivkomplexes zugeordnet werden, diesem komplex aufgebauten magmatischem Areal, in dem die Diorite eine vergleichbar hohe Spanne im Differentiationsbereich aufweisen (wie jene des Regensburger Waldes). Die hohen K_2O- und Rb-Gehalte die z.T. höher sind als im Tittlinger Granit (Abb. 18a), dürften dabei in einer postmagmatischen Überprägung der Diorite seitens der zeitlich folgenden Granite (TROLL 1964) begründet sein, was makroskopisch durch "einspiegeln" der Alkalifeldspatblasten erkennbar ist. Neben Kalium und Rubidium weisen die Diorite mit einem höheren D.I. ebenfalls erhöhte Zr-Gehalte auf. Sie sind charakteristisch für basischere Proben des Saldenburger Granits. Neben dieser Überprägung der Diorite erfolgte, sicherlich auch eine Differentiation des Ausgangsmagmas und, wie bei den zuvor behandelten Dioriten, teilweise Assimilation von krustalem Material (Schmelze). Für diesen Vorgang, der von FOURCADE und ALLEGRE (1981) im Falle der basischen bis intermediären Gesteinsserie der Pyrenäen angenommen wird, spricht der Trend der Diorite, in den Variationsdiagrammen gegen den D.I. (Abbgg. 16), worin sich das Dioritfeld an das Feld der älteren Granite anschließt, oder teilweise überlappt (wie z.B. im Diagramm Rb/Sr Abb. 17a). Die in den älteren Graniten im Kapitel 5.3.3.1 petrographische und in der Diskriminanzanalyse im Kapitel 5.3.3.3 "untermauerte" Verwandtschaft des Tittlinger und Eberhardsreuther Granites, findet das geochemische Gegenstück in den Variationsdiagrammen gegen den D.I. und im Diagramm Abb. 18b. Beiden gemein ist die Lage ihrer Projektionspunkte (aus der

Meso-Norm) im Phasenvolumen des Plagioklas. Ein Merkmal, das sie deutlich von den jüngeren Graniten (Zweiglimmer-Granit, Saldenburger Granit) trennt, die wie schon besprochen, im Phasenvolumen des Alkalifeldspates liegen. Durch Differentiation aus einer gemeinsamen Schmelze können die jüngeren Granite folglich nicht hervorgegangen sein (vgl. Kapitel 2.6).

Die Lagepunkte im System An-Ab-Or-Qz-H_2O sind, in erster Linie bedingt durch die Oxidgehalte von CaO und K_2O, die in den älteren und den jüngeren Graniten deutlich differieren. Die Oxide SiO_2 und Na_2O beeinflußen die Lage im Granitsystem kaum.

Die CaO-Komponente repräsentiert hier in der Hauptsache den modalen Plagioklasbestand, die K_2O-Komponente den des Alkalifeldspats. Die mikroskopischen Befunde zeigen für die älteren Granite komplex zonar gebaute Plagioklase mit Rekurrenzen, die in den jüngeren Graniten, mit Ausnahme der Proben der porphyrischen Randfazies des Saldenburger Granites, nicht zu beobachten waren. Ein weiteres Indiz, daß diese Plagioklase den Projektionspunkt der älteren Granite im Phasenvolumen des Plagioklas bedingen, stellt das Diagramm Sr/D.I. (Abb. 16g) dar. Hier sind die Proben des Tittlinger und des Eberhardsreuther Granits gegen die jüngeren Granite zu höheren Sr-Gehalten versetzt (reliktische Plagioklase = Sr-Lieferant).

Die deutliche Anreicherung an K_2O im Zweiglimmer- und Saldenburger Granit gegenüber den älteren Graniten, kann einmal durch fortschreitende Differentiation unkontaminierten Magmas erklärt werden, daneben ist eine Zufuhr von Kalium, die durch eine Aufschmelzung von Biotit im krustalen Ausgangsgestein hervorgerufen wird, möglich (KNABE 1976).

Tabelle 11 : **Vergleich der Mittelwerte des Chemismus der Intusiva von Fürstenstein**

(in Gew.-%) (+/- = Zunahme/Abnahme im Elementgehalt der jeweils folgenden Intrusion)

Element	Qz-Glimmer-Diorite	Tittlinger Granit		Eberhardsreuther G.		2-Glimmer-G.		Saldenburger G.	
SiO_2	63,49	69,59	+	71,75	+	71,64	-	73,54	+
TiO_2	1,07	0,49	-	0,35	-	0,35	o	0,28	-
Al_2O_3	15,26	15,09	-	14,54	-	14,45	-	13,96	-
Fe_2O_3	1,03	0,31	-	0,19	-	0,45	+	0,19	-
FeO	4,67	2,27	-	1,82	-	1,62	-	1,77	+
MnO	0,12	0,07	-	0,05	-	0,05	o	0,03	-
MgO	1,87	0,81	-	0,67	-	0,55	-	0,33	-
CaO	4,09	2,74	-	1,90	-	1,45	-	1,16	-
Na_2O	3,94	3,59	-	3,40	-	3,23	-	3,05	-
K_2O	3,89	4,02	+	4,24	+	5,11	+	5,15	+
P_2O_5	0,45	0,21	-	0,15	-	0,20	+	0,18	-
G.V.	0,82	0,59	-	0,88	+	0,57	-	0,72	+
SUMME	100,70	99,78		99,94		99,67		100,45	
Ba (ppm)	1183	1063	-	927	-	587	-	538	-
F	890	695	-	585	-	854	+	606	-
Rb	93	123	+	151	+	219	+	175	-
Sr	447	455	+	339	-	126	-	137	+
Zr	268	199	-	170	-	170	o	209	+

Auffallend ist bei einer deutlichen Zunahme an K_2O in den jüngeren Graniten, nur eine geringfügige Abnahme der Elementgehalte von TiO_2 und $Fe_{ges.}$ gegen die älteren Granite. Die P_2O_5-Werte nehmen vom Eberhardsreuther Granit zu den jüngeren Graniten im Mittel sogar geringfügig zu. Allerdings entspricht dem bedeutenden K_2O-Zuwachs kein ebenso deutlicher Anstieg der Rb-Gehalte (Tabelle 11).

Die Wahrscheinlichkeit einer durch Aufschmelzung von Biotit bedingten Zunahme der K_2O-Gehalte, ließe sich mit Hilfe einer Analyse der Seltenen Erden, für die Biotite des Nebengesteins (Anatexit?), sowie der Alkalifeldspäte in den jüngeren Graniten untermauern (vgl. EMMERMANN 1977).

Ein möglicher Hinweis dafür, daß Plagioklase mit Rekurrenzzonen, etwas mit den dioritischen Gesteinen zu tun haben, ergibt sich durch die Beobachtung, daß diese Plagioklase, in Proben der porphyrischeren Randfazies des Saldenburger Granits, also nahe am Kontakt zu den Dioriten, zu finden sind.

Wenn man davon ausgeht, daß die Granite aus einer gemeinsamen Ausgangsschmelze hervorgegangen sind, ist die Lage der Projektionspunkte der älteren Granite im Phasenvolumen des Plagioklas, durch die höheren modalen Anteile an basischeren Plagioklasen mitbestimmt.

Auch die sehr hohen Sr-Gehalte innerhalb der älteren Granite sprechen für eine mögliche Mischung von dioritischer mit granitischer Schmelze.

Für einen solchen Fall wurden verschiedene Mischungsverhältnisse rechnerisch ermittelt (Tabelle 12). Diese gelten für ein geschlossenes System. Die hierfür angenommenen Ausgangszusammensetzungen entsprechen einer relativ basischen Dioritprobe, die gleichzeitig hohe Sr-Gehalte aufweist (Probe Nr. 20 224 A) und einer hochdifferenzierten Probe des Saldenburger Granites, mit einem niedrigen P_2O_5-Gehalt (Probe Nr. 20 272).

Tabelle 12 : Die resultierenden Magmenzusammensetzungen bei unterschiedlichen Mischungsverhältnissen granitischer Schmelze (entsprechend Probe Nr. 20 272) und dioritischer Schmelze (entspr. Probe Nr. 20 224 A) und die jeweiligen prozentualen Abweichungen gegen den Tittlinger Granit =(1), den Eberhardsreuther Granit =(2), den Zwei-Glimmergranit =(3) und den Saldenburger Granit =(4). (! = beste Übereinstimmung mit den Mittelwerten der jeweiligen Granite)

Element	Mischungsverhältnisse granitischer Schmelze (Nr.20 272) : dioritischer Schmelze (Nr.20 224 A)																	
							!						!	!				!
(Gew-%)	6 : 4	(1)	(2)	(3)	(4)	7 : 3	(1)	(2)	(3)	(4)	8 : 2	(1)	(2)	(3)	(4)	9 : 1	(3)	(4)
				(%)					(%)					(%)				(%)
SiO_2	69,55	o	- 3	- 3	- 5	71,32	+ 2	+ 1	o	- 3	73,08	+ 6	+ 2	+ 2	- 1	74,85	+ 4	+ 2
TiO_2	0,62	+26	+77	+77	+121	0,49	o	+40	+40	+75	0,35	-28	o	o	+25	0,22	-37	-21
Al_2O_3	14,37	- 5	- 1	- 1	+ 3	14,17	- 6	- 3	- 2	+ 2	13,97	- 7	- 4	- 3	o	13,78	- 5	- 1
$Fe_{ges.}$	3,63	+28	+64	+61	+ 68	2,86	+ 1	+29	+27	+32	2,09	-26	- 5	- 7	- 3	1,34	-40	-38
MnO	0,07	o	+40	+40	+133	0,05	-29	o	o	+67	0,04	-43	-20	-20	+33	0,02	-60	-33
MgO	1,28	+58	+91	+133	+288	0,98	+21	+46	+78	+197	0,67	-17	o	+22	+103	0,37	-33	+12
CaO	2,84	+ 4	+49	+96	+145	2,31	-16	+22	+59	+99	1,77	-35	- 7	+22	+53	1,24	-14	+ 7
Na_2O	3,13	-13	- 8	- 3	+ 3	2,92	-19	-14	-10	- 4	2,72	-24	-20	-16	-11	2,51	-22	-18
K_2O	5,42	+35	+28	+ 6	- 5	5,83	+45	+38	+14	+13	6,24	+55	+47	+22	+21	6,64	+30	+29
P_2O_5	0,31	+48	+107	+55	+ 72	0,24	+14	+60	+20	+33	0,17	-19	+13	-15	- 6	0,10	+50	-44
(ppm)																		
F	382	-45	-35	-55	-37	343	-51	-41	-60	-43	303	-56	-48	-65	-50	263	-69	-57
Rb	135	+10	-11	-38	-23	147	+20	- 3	-33	-16	160	+30	+ 6	-27	- 9	172	-21	- 2
Sr	349	-23	+ 3	+177	+155	303	-33	-11	+140	+121	257	-44	-24	+104	+88	211	+67	+54
Zr	165	-17	- 3	- 3	-21	153	-23	-10	-10	-27	141	-29	-17	-17	-33	128	-38	-39
							!						!	!				!

Die besten übereinstimmungen ergeben sich für die älteren Granite durch ein Mischungsverhältnis von 7 Teilen granitischer Schmelze zu 3 Teilen dioritischer Schmelze (Tittlinger Granit) und 8 Teilen granitischer Schmelze zu 2 Teilen dioritischer Schmelze (Eberhardsreuther Granit). Bei den jüngeren Graniten entsprechen die Mischungsverhältnisse von 8 : 2 und 9 : 1 (Zweiglimmer-Granit bzw. Saldenburger Granit) am ehesten den mittleren chemischen Zusammensetzungen.

Allen errechneten Zusammensetzungen gemein sind zu hohe resultierende K_2O-Gehalte. Der Grund hierfür liegt in dem sehr hohen Kaliumgehalt der Granitprobe (7,05 Gew.% K_2O). Eine Berechnung der resultierenden Magmen in gleichen Mischungsverhältnissen, aber unter Verwendung der Mittelwerte der Diorite und des Saldenburger Granits, führten zwar im Falle des Kaliums zu besseren Resultaten, bei anderen Elementgehalten waren die Fehlergrenzen jedoch bedeutend höher (z.B. Sr, P_2O_5, MgO und CaO). Für das Element Sr ergeben sich für die älteren und die jüngeren Granite kontroverse Ergebnisse. Im Tittlinger und Eberhardsreuther Granit sind die Gehalte zu niedrig, im Zweiglimmer- und Saldenburger Granit deutlich zu hoch. Für den Fall, daß eine derartige Mischung zur Bildung der Granite führte, muß also angenommen werden, daß für die älteren Granite eine Sr-reichere, basische bis intermediäre, für die jüngeren Granite eine Sr-ärmere Schmelze vorlag. Eine mögliche Erklärung wäre die Annahme, daß es während der Mischung mit dem mengenmäßig größeren Anteil dioritischer Schmelze (Granite von Tittling und Eberhardsreuth), zur Ausbildung der basischen Plagioklase kam, die der Schmelze hohe Sr-Anteile "entzog", was charakteristisch ist für diese Magmatite.

Eine weiterführende Klärung könnte durch Plagioklas-Analysen erzielt werden.

Mit den bisher behandelten Intrusiva im westlichen Teil des Vorderen Bayerischen Waldes können die Magmatite des Passauer Waldes nicht direkt verglichen werden, da hier die granitoiden Gesteine mit abnehmendem Alter (DOLLINGER 1961) an Basizität zunehmen.

Auch der Diorit, der nach DOLLINGER (1961), die erste Intrusion darstellt, weist einen sehr hohen D.I. auf und ist vergleichbar mit den höchstdifferenzierten Fürstensteiner Dioriten. Allerdings konnte hier eine Überprägung, welche die hohen Rb- und K_2O-Gehalte erklären könnte, mikroskopisch nicht nachgewiesen werden.

Die nach MADEL (1968) als Hinweis für eine gemeinsame Magmenabstammung geltende Linearität im Variationsdiagramm Zr/TiO_2 (Abb. 23b), welche sich in den Variationsdiagrammen Rb/Sr, Rb/K gegen K_2O und Sr/Ca gegen CaO (Abbgg. 23a, 24a, b) wiederholt, trifft nicht oder nur bedingt zu, da die Projektionspunkte des Granodiorits und des Hauzenberger Granits II im "Granitsystem" im Phasenvolumen des Plagioklas, die des Hauzenberger Granits I im Phasenvolumen des Alkalifeldspats liegen. Ein solcher Wechsel der Lagepunkte der Magmatite kann nicht auf eine Ausscheidungsfolge aus einer gemeinsamen Schmelze zurückgeführt werden, obwohl die oben aufgeführten Variationsdiagramme darauf hinweisen.

Eine Möglichkeit, die die Lage der Projektionspunkte in den unterschiedlichen Phasenvolumina erklärt, liegt in der Zufuhr von basischer Schmelze zu einer gemeinsamen Or-reichen Schmelze (entsprechend dem Hauzenberger Granit I), die den Chemismus hinsichtlich der Zusammensetzung des Hauzenberger Granits II und

des Granodiorites veränderte.

Um diese Hypothese zu erhärten, wurde eine Modellrechnung durchgeführt, wobei als chemische Ausgangszusammensetzungen der Schmelzen die Mittelwerte des Hauzenberger Granits I und des Hauzenberger Diorits herangezogen wurden (Tabelle 13). Eine Schwierigkeit ergibt sich hinsichtlich des Elementes Phosphor, da sowohl im Hauzenberger Granit II und auch im Granodiorit die Elementgehalte niedriger sind als im Hauzenberger Granit I.

Tabelle 13: Mittlere chemische Zusammensetzung des Hauzenberger Granit II und die errechnete Zusammensetzung entsprechend einem Mischungsverhältnis von 2 Teilen dioritscher Schmelze (Hauzenberger Diorit) und 8 Teilen granitischer Schmelze (Hauzenberger Granit I) sowie die prozentuale Abweichung gegen den Hauzenberger Granit II

Element (Gew.-%)	Hauzenberger Granit II	Mischungsverhältnis 2 Teile Diorit : 8 Teile Granit	(%)
SiO_2	70,01	70,45	+ 1
TiO_2	0,51	0,45	- 12
Al_2O_3	14,83	14,47	- 2
$Fe_{ges.}$	2,57	2,43	- 5
MnO	0,06	0,06	0
MgO	0,87	0,80	- 8
CaO	1,83	1,34	- 27
Na_2O	3,17	3,30	+ 4
K_2O	5,00	5,19	+ 4
P_2O_5	0,22	0,31	+ 41
(ppm)			
Ba	1285	1106	- 14
F	1024	1018	- 1
Rb	238	243	+ 2
Sr	288	141	- 51
Zr	313	272	- 13

Neben P_2O_5 ergaben sich für CaO und Sr die größten Abweichungen. Ein Vergleich mit dem Granodiorit erbrachte auch bei einem erhöhten Anteil dioritischer Schmelze im Mischungsverhältnis, deutlich zu niedrige CaO- und Sr-Gehalte, da der Hauzenberger Diorit geringere Gehalte an diesen Elementen aufweist als der Granodiorit. Es muß also davon ausgegangen werden, daß, falls eine solche Mischung stattfand, die zugeführte basische Schmelze CaO- und Sr-reich war. Hier muß berücksichtigt werden, daß sich der Hauzenberger Granit II in den MgO-, TiO_2-, $Fe_{ges.}$- und Zr-Gehalten nicht gravierend vom Granodiorit unterscheidet. Die deutlichsten Differenzen liegen bei den Elementen, die in erster Linie in die Feldspäte eingebaut werden (Tabelle 14).

Tabelle 14: Die mittleren Na_2O-, CaO-, K_2O, Sr- und Rb-Gehalte in den Hauzenberger Magmatiten (aus Tabelle in Anhang I)

Element (Gew-%)	Hauzenberger Granit I	Hauzenberger Granit II	Hauzenberger Granodiorit
Na_2O	3,00	3,17	4,50
CaO	0,95	1,83	3,22
K_2O	5,36	5,00	3,34
Sr	119	288	791
Rb	264	238	86

Hieraus wird ersichtlich, daß vom Hauzenberger Granit I zum Hauzenberger Granit II, vor allem die "Plagioklaselemente" Na, Ca und Sr zunehmen. Gegen den Granodiorit nehmen diese ebenfalls signifikant zu. Verbunden ist damit aber gleichzeitig eine deutliche Abnahme an K und Rb, beides Elemente, die in Alkalifeldspat eingebaut sind.

Das bedeutet, für die Lage der Projektionspunkte der Magmatite im System An-Ab-Or-Qz-H_2O (Abb. 21), ist im Falle der Granite der höhere normative Plagioklasanteil im Hauzenberger Granit II verantwortlich. Beim Granodiorit bestimmen der höhere normative Plagioklas- und der niedrigere Alkalifeldspatanteil die Lage des Projektionspunktes im Phasenvolumen des Plagioklas.

Die in der petrographischen Beschreibung erwähnte Fließregelung der basischen Plagioklase im Granodiorit weist darauf hin, daß sie früh ausgeschieden wurden. Für die Entstehung der Hauzenberger Magmatite ergibt sich so das Modell einer teilweisen Assimilation von dioritischer Schmelze, seitens einer Or-reichen Schmelze (Hauzenberger Granit I) und einer eventuellen Auskristallisation und Absaigerung von Plagioklas. Jene reicherten sich vom Hauzenberger Granit II zum Granodiorit in der verbleibenden Schmelze an, sodaß es im Chemismus zu einem Anstieg von hauptsächlich CaO und Sr kam.

Die geochemischen Verhältnisse in den Apophysen und im sich östlich anschließenden Breitenberger Granit, deuten auf ähnlich gelagerte Bedingungen hin. Leider ist das Gebiet um Breitenberg noch nicht ausführlich kartiert und daher können keine näheren Angaben gemacht werden, in welchem Zusammenhang die etwas basischeren Proben dieses Granites zu den übrigen stehen (2 getrennte Intrusionen, vergleichbar Hauzenberger Granit I und II?).

Nach den vorliegenden Resultaten läßt sich das folgende Modell zur magmengeschichtlichen Entwicklung im Vorderen Bayerischen Wald erstellen. Dabei wird die aus seismologischen Arbeiten gewonnene Erkenntnis einer Krustenverdickung von WNW nach ESE berücksichtigt (STRÖSSENREUTHER, mündliche Mitteilung).

Modellvorstellung zur magmengeschichtlichen Entwicklung des Vorderen Bayerischen Waldes

Den Anfang bildet das Eindringen einer basischen Schmelze in die Kruste, die nach ihrer Zusammensetzung dem oberen Mantel entstammen könnte (Abb. 31a), was durch die hohen P_2O_5-Gehalte in den Dioriten bekräftigt wird.

Beim Eindringen in die Kruste kommt es, durch die damit verbundene Wärmezufuhr, zur Aufschmelzung von Krustenmaterial. Es erfolgt eine Mobilisation des aufgeschmolzenen Materials und eine Mischung von krustaler Schmelze mit der Mantelschmelze.

Dafür sprechen die gemeinsame Lage der älteren Granite und der Diorite im Phasenvolumen des Plagioklas, sowie der teilweise hohe Differentiationsindex und die hohen K_2O-, wie auch Rb-Gehalte der Diorite.

Die Abbildungen 31 a-d zeigen, stark überhöht, den schematischen, magmatischen Entwicklungsgang im Vorderen Bayerischen Wald

Abb. 31 a: Mantelmaterial dringt in die Kruste ein und verursacht eine Aufschmelzung von Teilen der Kruste. Dabei kommt es zu einer Mischung von sowohl Mantelschmelze mit der granitischen Krustenschmelze, als auch von Krustenmaterial mit der Mantelschmelze.

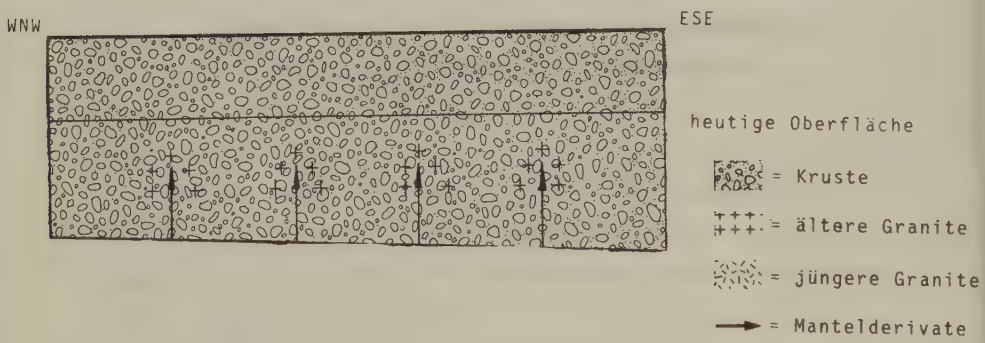


Abb. 31 b: Die mobilisierten granitischen Magmen und die durch Assimilation (Mischung) und Differentiation kontinuierlich saurer werdenden Mantelderivate indrudieren als ältere Granite und Diorite in höhere Stockwerke.

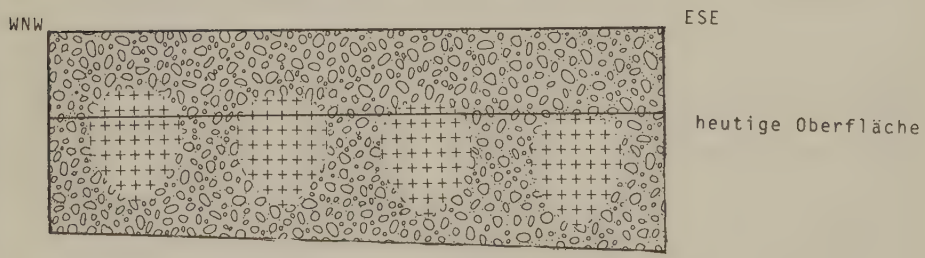


Abb. 31 c : Unter fortgesetzter Wärmezufuhr und geringer oder fehlender Zufuhr von Mantelmaterial bilden sich krustale Schmelzen, die entlang der Intrusionskontakte der älteren Granite und der Diorite zur umgebenden Kruste intrudieren und diese überlagern.

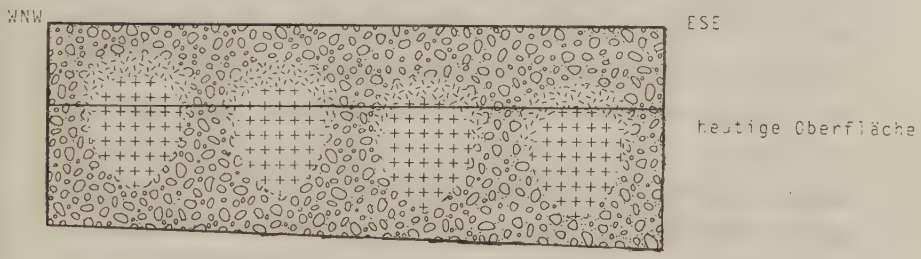
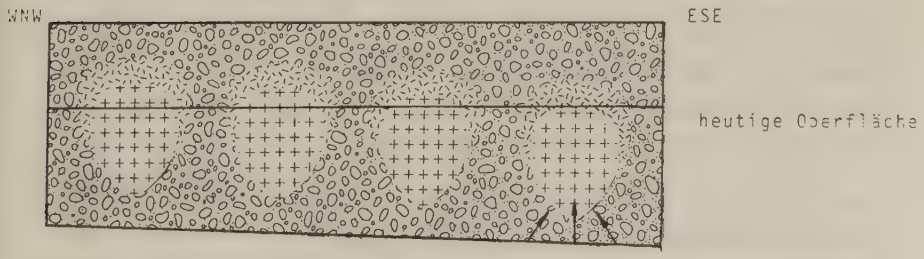


Abb. 31 d : Im Osten kommt es mit abnehmender Entfernung zu den Magmatiten des Waldviertels zu einer erneuten Zufuhr von Mantelderivaten in die Kruste. Daraus resultieren die jungen basischeren Magmatite des Passauer Waldes.



Diese zum einen granitischen, zum anderen dioritischen Gesteine, intrudieren in höhere Krustenniveaus (Abb. 31b), wobei sie, aufgrund der zunehmenden Krustenmächtigkeit gegen ESE, immer tiefere Erstarrungsorte bilden.
Mit abnehmendem Alter verringert sich dann die Zufuhr von basischer Schmelze, doch reicht die vorherrschende Temperatur aus, um weiteres Krustenmaterial aufzuschmelzen, welches entlang der Intrusionskontakte der älteren Granite und der Diorite (vgl. Kristallgranit II und Diorit im Regensbureger Wald), erleichterte Aufstiegsmöglichkeiten in höhere Stockwerke vorfindet (Abb. 31c). Die Lage der Projektionspunkte der jüngeren Granite im Phasenvolumen des Alkalifeldspates, der höhere D.I., sowie die höheren K_2O und Rb-Gehalte, sprechen dafür.
Im Osten kommt es schließlich mit abnehmender Entfernung zu den Intrusiva des Waldviertels, zu einer erneuten Beteiligung von basischer (Mantel-?) Schmelze, wodurch es in der Intrusionsfolge zur Bildung basischerer granitoider Intrusiva kam (Abb. 31d).
Die differierenden Intrusionsniveaus der Magmatite in diesem Modell, die auf einer unterschiedlichen Krustenmächtigkeit beruhen, lassen sich mit einigen, in Abschnitt 6 besprochenen, geochemischen Trends erklären.

1) Da die Diorite von WNW nach ESE zunehmend größere Strecken durch die Kruste zurückzulegen hatten, bis sie das heutige Anschnittsniveau erreichten, verblieb längere Zeit für eine Interaktion zwischen dem basischen und dem granitischen Magma, was sich in der Zunahme des Differentiationsindexes und Abnahme der Elementgehalte MgO, TiO_2 und P_2O_5 äußert.

2) Durch die häufig beobachteten Differentiationsverläufe innerhalb eines Plutons, vom äußeren Rand gegen das Zentrum (CARMICHAEL, TURNER, VERHOOGEN 1974), sind die hohen K_2O-, Rb-Gehalte im Kristallgranit I und die Verringerung dieser Elementgehalte in Richtung der östlich gelegenen Intrusiva erklärt. Im Regensburger Wald wird ein Kernbereich, gegen Osten aber, zunehmend die Randbereiche der Plutone angeschnitten. Daraus erklärt sich auch das Fehlen der älteren Granite im Passauer Wald.

7 Der Vergleich Varistischer Massive Mittel- und Südeuropas anhand geochemischer Daten

Im folgenden werden varistische Magmatite des Waldviertels, des Vorderen Bayerischen Waldes, des Massiv Central und der Pyrenäen, anhand einiger Elemente verglichen.

Dabei muß berücksichtigt werden, daß für die französischen Magmatite die Spurenelemente Ba, Rb und Sr nicht vorliegen und für die Diorite des Schwarzwaldes in dieser Arbeit nur die Elemente Na, Ca und K (aus BOSCH 1966), herangezogen werden können. Allein die Granite des Waldviertels, des Vorderen Bayerischen Waldes und des Schwarzwaldes, konnten auch hinsichtlich dieser Spurenelemente gegenübergestellt werden (Lit. siehe Anhang 1).

Bei der Darstellung der Granite wurde, soweit das Alter durch eine radiometrische Altersbestimmung oder aus feldgeologischen Beobachtungen ersichtlich war, darauf geachtet, die jüngeren und die älteren Granite getrennt gekennzeichnet aufzuführen.

Die Analysen der einzelnen Magmatite sind getrennt nach den Massiven in Anhang 1 zu ersehen.

In Abb. 32 ist der K_2O-Gehalt für die Intrusiva innerhalb der einzelnen varistischen Gebiete angetragen. Dabei fällt auf, daß die Kaliumgehalte der älteren Granite des Schwarzwaldes, bei vergleichbar hohen SiO_2-Gehalten, im Mittel höher sind als jene im Vorderen Bayerischen Wald, im Waldviertel, im Massiv Central und in den Pyrenäen.

Für CaO (Abb. 33a) liegen die niedrigsten Gehalte im Mittel im Massiv Central. Die jüngeren und die älteren Granite des Schwarzwaldes weisen jeweils niedrigere CaO-Gehalte auf als jene des Vorderen Bayerischen Waldes und des Waldviertels.

Die Abb. 34 zeigt auf, daß der hohe Differentiationsgrad der jüngeren Schwarzwälder Granite in erster Linie durch die hohen Rb-Gehalte nachgewiesen wird, dies aber in den K_2O-Gehalten nicht so deutlich zum Ausdruck kommt.

Im Verhältnis Ca/Sr (Abb. 34b) ergeben sich für die älteren Granite im Durchschnitt die niedrigsten Werte im Schwarzwald. Sie liegen recht konstant, wohingegen die jüngeren Schwarzwälder Granite deutlich differenziert sind. Die Werte reichen hier von Ca/Sr = 40 bis 460, während die Granite des Vorderen Bayerischen Waldes und des Waldviertels allesamt bei einem Verhältnis zwischen 50 und 150 liegen.

Das gleiche Ergebnis bringt auch die Normierung von Rb und Sr gegen Ba (Abb. 35). Hier weisen die Granite des Waldviertels generell niedrige Rb/Ba-Werte auf, während die Sr/Ba-Werte mit denen des Vorderen Bayerischen Waldes und des Schwarzwaldes durchaus verglichen werden können. Die Felder für die älteren Schwarzwälder Granite und die älteren Granite des Vorderen Bayerischen Waldes stimmen in diesem Diagramm überein.

Abb. 32 :

■ = Diorite und Gabbro

● = ältere Granite

○ = jüngere Granite

+ = Aplite

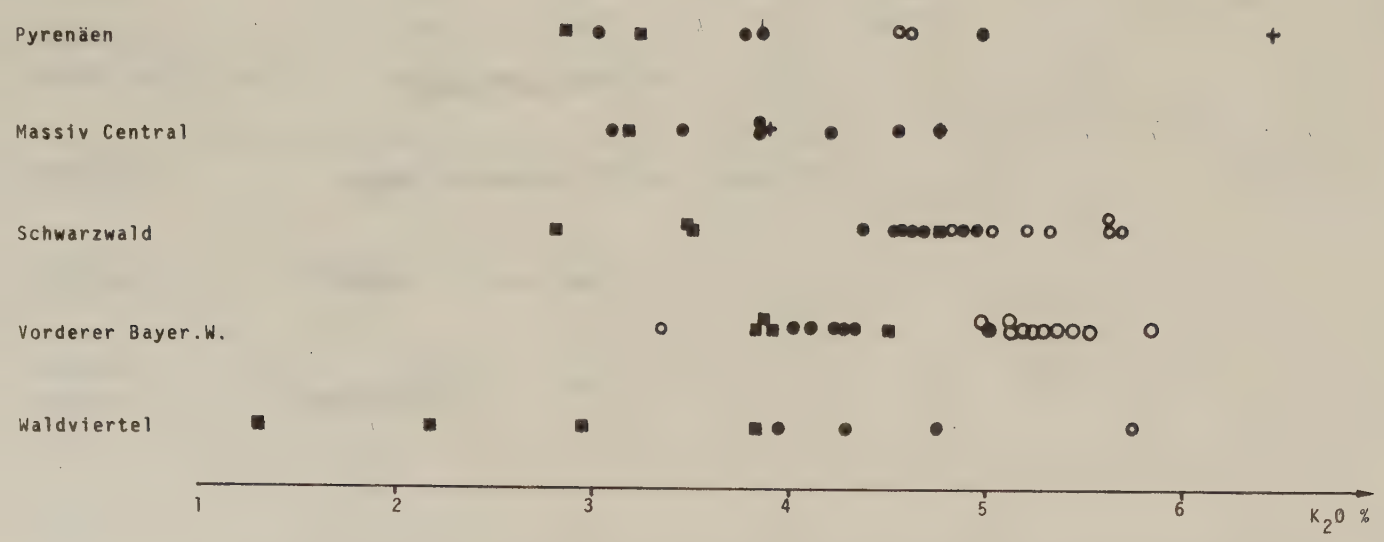


Abb. 32 : Vergleich der K_2O-Gehalte der varistischen Magmatite des Waldviertels, Vorderen Bayerischen Waldes, Schwarzwaldes, des Massif Centrals und der Pyrenäen

Abb. 33 :

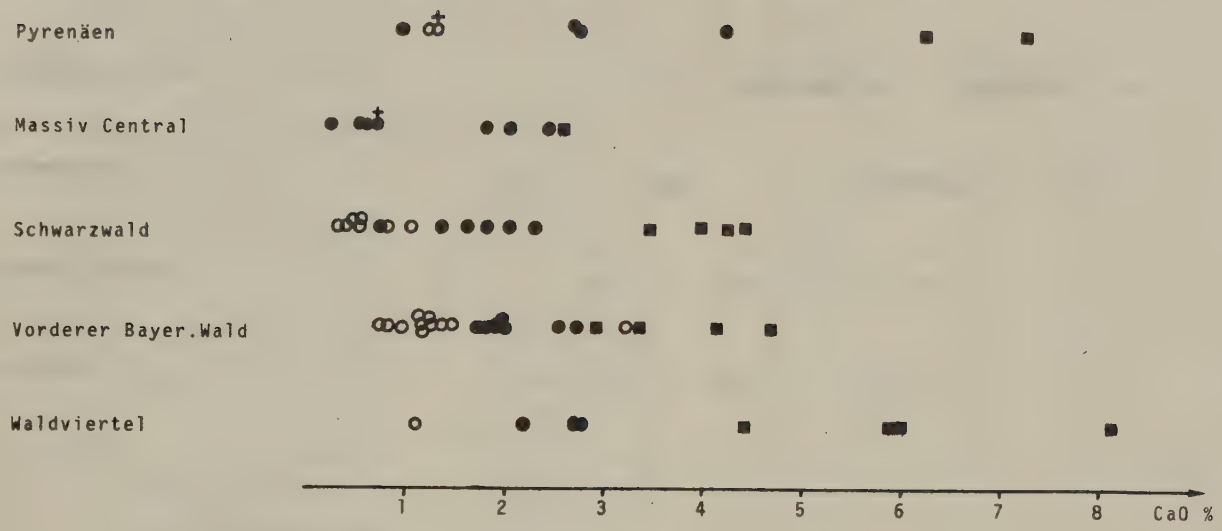


Abb. 33 : Vergleich der CaO-Gehalte der varistischen Magmatite des Waldviertels, Vorderen Bayerischen Waldes, Schwarzwaldes, des Massif Centrals und der Pyrenäen

Abb 34 a : K_2O/Rb

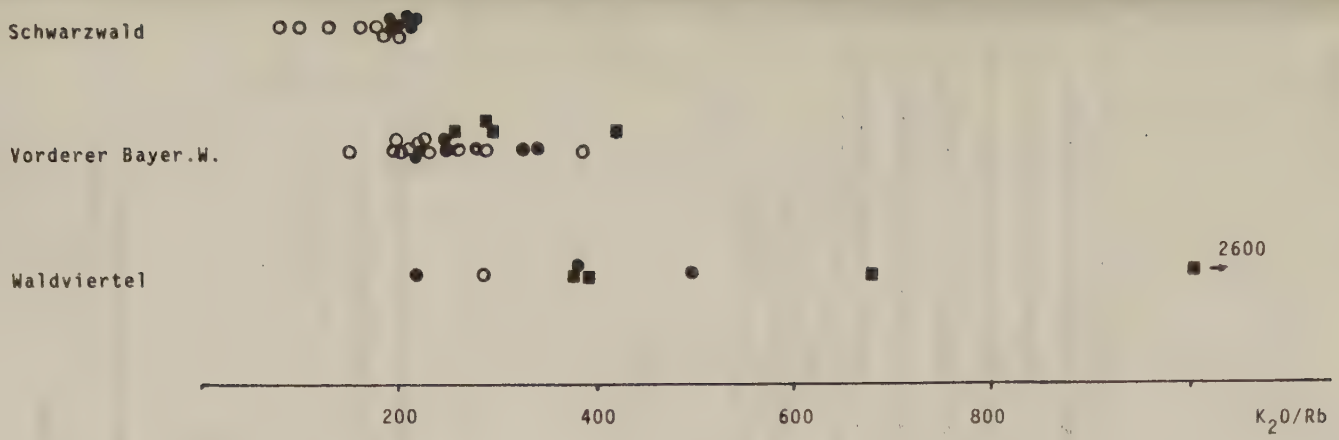
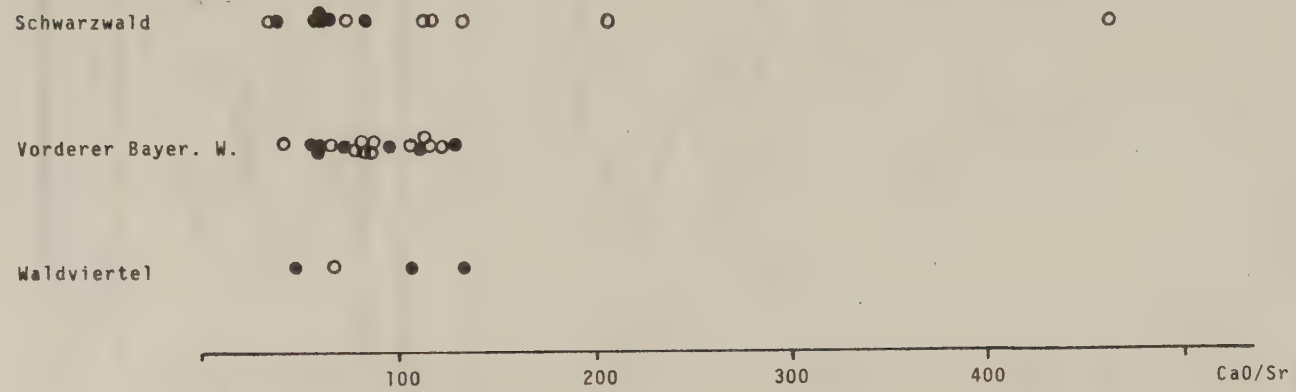


Abb.34 b : CaO/Sr



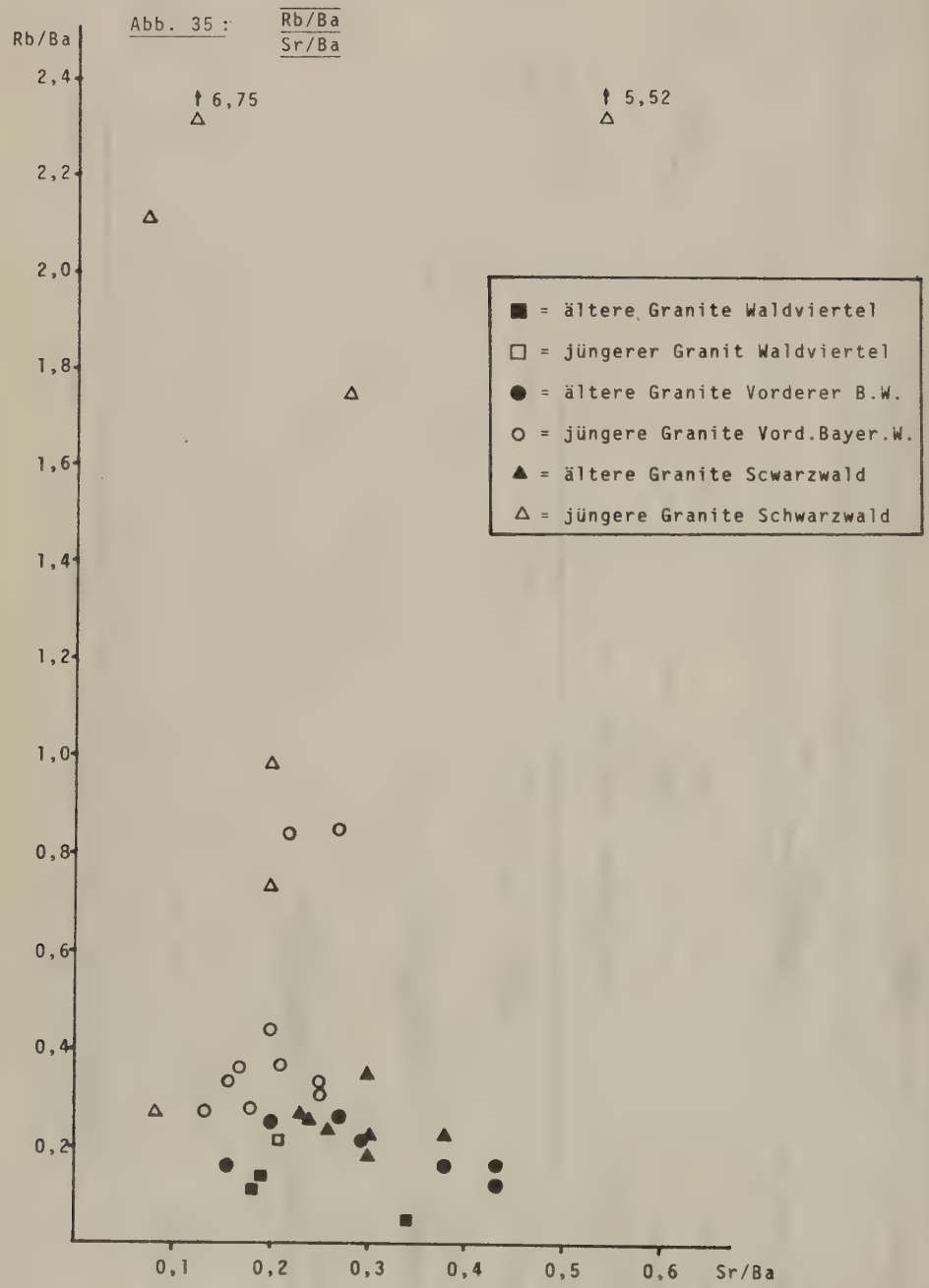


Abb. 35 : **Variationsdiagramm Rb/Ba gegen Sr/Ba**

Abb. 36 :

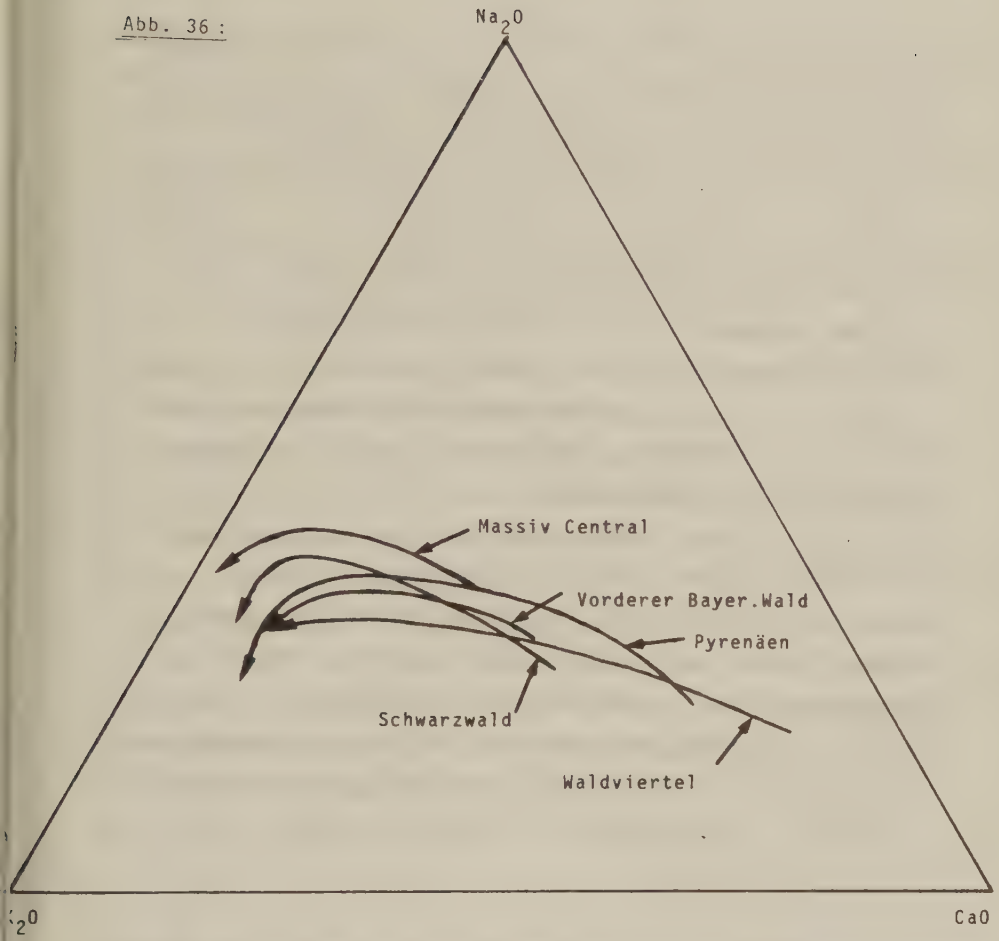


Abb. 36 : Vergleich der Varistischen Magmatite des Waldviertels, Vorderen Bayerischen Waldes, Schwarzwaldes, des Massif Centrals und der Pyrenäen im Dreieck Na_2O - K_2O - CaO

Innerhalb der jüngeren Granite ist in letzteren varistischen Gebieten ein enormer Zuwachs im Rb/Ba-Verhältnis zu beobachten, wobei die Granite des Schwarzwaldes eine höhere Differentiation aufweisen (Werte bis größer 6). Kennzeichnend hierfür ist ein deutlicher Anstieg der Na_2O-Gehalte (Abb. 36). So steigen diese Na_2O-Gehalte innerhalb der Magmatitfolgen vom Waldviertel über den Vorderen Bayerischen Wald, Schwarzwald zum Massiv Central an. Bei den Pyrenäen ist wieder eine Abnahme zu beobachten.
Die Abb. 36 zeigt deutlich den Trend innerhalb der verschiedenen varistischen Intrusivgebiete Mittel- und Südeuropas. Deutlich erkennbar ist die Zunahme an K_2O, die in all diesen Gebieten die jüngeren Intrusiva kennzeichnet.
Dem Versuch, eine geochemische Beziehung zwischen den hier betrachteten Gebieten herzustellen, steht gegenüber, daß die einzelnen Intrusivregionen regional weit voneinander entfernt liegen. Geht man aber davon aus, daß die krustalen Ausganggsgesteine durch Sedimentation innerhalb eines, alle Gebiete einschließenden "europäischen Ozeanbeckens" (COGNE 1972), hervorgegangen sind, kann unter Vorbehalt angenommen werden, daß sich die Zusammensetzung der Ausgangssedimente nicht sehr deutlich unterschied.

Unter dieser Voraussetzung läßt sich als Modell folgende Entstehungsgeschichte der varistischen Magmatite verstehen:
Durch eindringende Mantelderivate in die Kruste, kam es zur Aufschmelzung derselben wobei es durch

a) Magmendifferenzierung
b) unterschiedlich starker Assimilationsverhältnisse mit Krustenmaterial

zur Bildung chemisch verschieden zusammengesetzter basischer Magmatite kam.

Ähnliches gilt für die "älteren" Granite. Diese sind hervorgegangen durch teilweise Mischungen von Krustenderivaten mit den basischen Schmelzen, wobei sich im Vergleich der hier behandelten Gebiete kein eindeutiger geochemischer Trend erkennen läßt.

Anders verhält sich der beobachtbare dargestellte Verlauf innerhalb der "jungen" Granite der varistischen Ära. Hier ergibt sich eine eindeutige Tendenz zu höher differenzierten Graniten gegen Massiv Central und Schwarzwald.

Erklären kann man dies mit einer, in diesen Gebieten eventuell erhöhten Wärmezufuhr, wobei Biotitanteile der Kruste aufgeschmolzen wurden (vgl. EMMERMANN 1977).

Aus diesen Beobachtungen lassen sich unterschiedliche Krustenniveaus, Magmenzufuhranteile, nicht aber eine Subduktionszone ableiten. Definitivere Aussagen könnten erfolgen, wenn mehr Daten von Seiten der Geochronologie (bezügl. des Gesamtgesteinsalters) und der Seltenen Erden vorliegen (bezügl. der Eu-Anomalien Fsp. - Biotit).

ANHANG I

DIE MITTLERE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER VARISTISCHEN MAGMATITE DES WALDVIERTELS, DES VORDEREN BAYERISCHEN WALDES, DES SCHWARZWALDES, DES MASSIF CENTRALS UND DER PYRENÄEN

VARISTISCHE MAGMATITE DES WALDVIERTELS (ÖSTERREICH) (nach Koller,1981)

	Qz-Monzodiorit	Qz-Monzonit	Wolfsegger Granit	Eisgarner Granit	Schremser Granit	Mauth.Gran.
	n = 10	n = 15	n = 3	n = 2	n = 2	n = 1
SiO_2	58,31	62,72	66,87	71,65	71,60	69,72
TiO_2	1,35	1,21	1,01	0,31	0,44	0,51
Al_2O_3	16,19	15,96	15,67	14,65	14,51	15,23
FeO	7,27	5,74	4,39	1,71	1,78	2,08
MnO	0,12	0,15	0,08	0,03	0,04	0,04
MgO	4,37	2,52	1,55	0,47	0,49	1,09
CaO	5,99	4,39	2,68	1,09	2,22	2,75
Na_2O	3,00	3,12	2,96	2,93	3,47	3,34
K_2O	2,94	3,83	4,74	5,75	4,28	3,97
H_2O	0,94	0,67	0,72	0,76	0,51	0,78
SUMME	100,48	100,31	100,67	99,35	99,34	99,51
Ba	863	1232	1110	755	1135	1678
F	1052	1149	----	----	----	673
Rb	76	103	125	204	195	80
Sr	369	285	203	159	210	567

Fortsetzung: VARISTISCHE MAGMATITE DES WALDVIERTELS (ÖSTERREICH)

	Qz-Norit	Gabbro
	n = 1	n = 1
SiO_2	56,50	50,80
TiO_2	0,81	0,86
Al_2O_3	15,38	14,60
FeO	8,32	8,57
MnO	0,14	0,13
MgO	7,22	13,15
CaO	5,85	8,12
Na_2O	2,67	2,00
K_2O	2,16	1,30
H_2O	----	1,31
SUMME	99,05	99,78
Ba	680	200
F	----	----
Rb	32	5
Sr	140	110

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

1) Regensburger Wald

(Gew.-%)	Diorit Regensburger Wald n = 16	Kristallgranit I n = 14	Kristallgranit II n = 10	Klein-,Mittelkörniger Granit n = 19	Granitporphyr n = 16
SiO_2	58,97	68,00	71,31	73,96	73,02
TiO_2	1,47	0,64	0,36	0,19	0,23
Al_2O_3	16,26	15,06	14,55	14,27	14,68
Fe_2O_3	0,48	0,59	0,56	0,40	0,82
FeO	6,27	2,90	1,75	0,94	1,02
MnO	0,12	0,04	0,01	0,02	0,02
MgO	2,88	1,11	0,59	0,52	0,52
CaO	4,70	2,00	1,34	0,62	0,81
Na_2O	3,00	3,00	3,22	3,30	2,67
K_2O	3,82	5,03	4,90	5,11	5,28
P_2O_5	0,93	0,31	0,26	0,19	0,10
G.V.	----	----	0,90	0,77	1,29
Summe	98,90	98,68	99,75	100,29	100,44
(ppm)					
Ba	1093	887	722	267	408
F	1402	1414	1191	574	1086
Rb	149	222	248	225	347
Sr	455	181	112	59	110
Zr	461	298	271	91	184
D.I.	52	76,5	84,5	90	87,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

2) Die Intrusiva von Lalling, Metten, Sattelpeilnstein und der Flasergranit

(Gew.-%)	Gangdiorit: Lalling, Regen n = 5	Kaussinger Granit n = 9	Mettener Granit n = 9	Granit von Sattelpeilnstein n = 9	Flasergranit n = 14
SiO_2	63,52	71,58	71,74	71,68	72,97
TiO_2	1,37	0,37	0,36	0,39	0,25
Al_2O_3	15,91	14,98	15,04	14,74	14,53
Fe_2O_3	1,36	0,40	0,34	0,34	0,19
FeO	5,32	1,77	1,72	1,96	1,57
MnO	0,09	0,05	0,03	0,03	0,01
MgO	2,31	0,90	0,68	0,83	0,62
CaO	3,36	1,98	1,80	1,19	1,02
Na_2O	3,36	2,95	3,06	2,75	2,71
K_2O	3,91	4,29	4,33	5,25	5,34
P_2O_5	0,58	0,16	0,18	0,20	0,22
G.V.	0,53	0,61	0,61	0,96	0,99
Summe	101,30	100,04	99,89	100,39	100,42
(ppm)					
Ba	1211	776	692	527	385
F	1352	583	753	1029	883
Rb	134	126	177	234	256
Sr	288	334	189	107	83
Zr	582	246	191	342	164
D.I.	61,5	80	82	83,5	86,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

3) Das Intrusivgebiet von Fürstenstein

	Fürstensteiner Diorit	Tittlinger Granit	Eberhardsreuther Granit	Zwei-Glimmer-granit	Saldenburger Granit	Apophysen Vilshofen
(Gew.-%)	n = 12	n = 11	n = 3	n = 4	n = 20	n = 2
SiO_2	63,49	69,59	71,75	71,64	73,54	72,03
TiO_2	1,07	0,49	0,35	0,35	0,28	0,38
Al_2O_3	15,26	15,09	14,54	14,45	13,96	14,38
Fe_2O_3	1,03	0,31	0,19	0,45	0,28	0,96
FeO	4,67	2,27	1,82	1,62	1,77	1,15
MnO	0,12	0,07	0,05	0,05	0,03	0,04
MgO	1,87	0,81	0,67	0,55	0,33	0,42
CaO	4,09	2,74	1,90	1,45	1,16	1,27
Na_2O	3,94	3,59	3,40	3,23	3,05	3,15
K_2O	3,89	4,02	4,24	5,11	5,15	5,42
P_2O_5	0,45	0,21	0,15	0,20	0,18	0,25
G.V.	0,82	0,59	0,88	0,57	0,72	0,76
Summe	100,70	99,78	99,94	99,67	100,45	100,21
(ppm)						
Ba	1183	1063	927	587	538	680
F	890	695	585	587	538	692
Rb	93	123	151	219	175	208
Sr	447	455	339	126	137	168
Zr	268	199	170	270	209	389
D.I.	67	77	82,5	85	87	87,5

Mittlere chemische Zusammensetzung der Varistischen Magmatite des Vorderen Bayerischen Waldes

4) Passauer Wald

	Hauzenberger Diorit	Hauzenberger Granit I	Hauzenberger Granit II	Hauzenberger Granodiorit	Breitenberger Granit	Apophysen Hauzenberg
(Gew.-%)	n = 1	n = 22	n = 18	n = 3	n = 17	n = 11
SiO_2	63,11	72,28	70,01	67,13	72,29	72,37
TiO_2	1,30	0,24	0,51	0,53	0,22	0,38
Al_2O_3	14,15	14,55	14,83	16,78	14,57	14,20
Fe_2O_3	1,20	0,20	0,43	0,35	0,36	0,38
FeO	4,19	1,23	1,93	2,03	1,33	1,24
MnO	0,14	0,04	0,06	0,06	0,03	0,03
MgO	2,08	0,48	0,87	1,00	0,42	0,57
CaO	2,88	0,95	1,83	3,22	1,16	1,24
Na_2O	4,51	3,00	3,17	4,50	3,23	2,77
K_2O	4,50	5,36	5,00	3,34	5,51	5,87
P_2O_5	0,58	0,24	0,22	0,18	0,18	0,15
G.V.	0,81	0,64	0,71	0,59	0,65	0,66
Summe	99,45	99,38	99,66	99,71	99,95	100,35
(ppm)						
Ba	1778	938	1285	1364	779	794
F	1467	906	1024	1074	782	814
Rb	158	264	238	86	279	222
Sr	229	119	288	791	134	145
Zr	423	234	313	352	240	395
D.I.	76	88	81	74,5	86	87,5

VARISTISCHE INTRUSIVA DES SCHWARZWALD (aus Emmermann,1977)

	Klemmbach-Schlächtenhausgranit	Blauengranit	Malsburggranit	St.Blasiengranit	Albtalgranit	Schluchseegranit	Bärhaldegranit	Oberkirchgranit	Raumünzachgranit
	n = 30	n = 22	n = 22	n = 65	n = 37	n = 18	n = 17	n = 20	n = 22
SiO_2	73,10	71,10	68,40	67,90	68,50	71,30	75,40	68,20	70,90
TiO_2	0,19	0,23	0,47	0,55	0,56	0,23	0,07	0,56	0,32
Al_2O_3	15,10	14,90	15,30	15,70	15,10	14,30	13,60	15,50	15,30
$Fe_{ges.}$	1,03	1,77	2,74	3,23	3,16	2,58	1,21	3,93	1,85
MgO	0,38	1,03	1,48	1,43	1,60	0,72	0,17	1,34	0,50
CaO	0,74	1,38	1,84	2,03	2,27	1,05	0,31	1,62	0,58
Na_2O	4,20	3,87	3,65	3,42	3,49	3,28	3,38	3,12	2,83
K_2O	4,53	4,69	4,88	4,38	4,63	5,32	5,01	4,96	5,70
P_2O_5	0,11	0,16	0,19	0,25	0,27	0,12	0,19	0,20	0,20
SUMME	99,28	99,13	98,95	98,89	99,58	98,90	99,34	99,43	98,18
Ba	635	924	1022	1180	943	1079	226	860	384
F	385	62o	850	874	855	1270	2985	892	910
Rb	221	236	226	222	220	289	477	224	280
Sr	192	242	302	342	357	85	15	199	78
Zr	75	126	188	210	177	167	56	226	168

Fortsetzung: VARISTISCHE MAGMATITE DES SCHWARZWALD

	Bühlertal-granit n = 30	Seebach-granit n = 55	Forbach-granit n = 57	Sprollenhaus-granit n = 5
SiO_2	71,50	71,70	72,10	73,10
TiO_2	0,24	0,20	0,17	0,04
Al_2O_3	15,50	15,20	15,10	15,80
$Fe_{ges.}$	1,64	1,33	1,29	1,03
MgO	0,47	0,31	0,27	0,07
CaO	0,79	0,58	0,44	0,46
Na_2O	2,95	2,88	3,09	3,50
K_2O	5,66	5,67	5,20	4,81
P_2O_5	0,22	0,20	0,25	0,25
SUMME	98,97	98,07	97,91	99,06
Ba	298	194	71	85
F	905	932	1175	1975
Rb	292	340	392	574
Sr	61	52	38	10
Zr	95	91	38	25

MASSIV CENTRAL (aus Didier, 1973)

	AIGOUAL-MASSIV	St.GUIRAL-MASSIV			SIDOBRE-MASSIV		PIERRE-QUI-VIRE	ECHASSIERES-MASSIV	
	Porphyr-granit	Qz-Diorit	Granodiorit	Alkali-granit	Granodiorit	Alkali-granit	Leucogranit n = 2	Colettes-granit n = 3	Porphyr.-Aplit n = 4
SiO_2	66,90	68,50	69,75	76,15	70,70	73,90	74,40	73,20	72,90
TiO_2	0,35	0,35	0,45	0,10	0,25	0,15	0,05	0,05	0,05
Al_2O_3	15,25	12,35	14,30	12,85	15,20	14,90	14,35	15,25	14,85
Fe_2O_3	1,35	4,35	0,60	0,40	0,15	0,35	0,55	0,40	0,40
FeO	2,85	3,35	2,70	0,20	2,15	0,80	0,75	0,70	0,70
MnO	0,05	0,05	----	----	----	----	----	----	----
MgO	2,45	2,35	2,05	1,40	1,25	0,70	0,80	0,80	1,35
CaO	1,80	2,55	2,40	0,20	2,05	0,60	0,55	0,70	0,70
Na_2O	2,95	3,00	3,35	2,90	3,50	3,75	3,65	3,40	3,35
K_2O	4,55	3,15	3,45	4,75	3,10	3,85	4,20	3,85	3,90
P_2O_5	0,20	0,05	0,20	0,10	0,15	0,15	0,05	0,35	0,35
H_2O	0,95	0,35	0,50	1,10	0,80	0,95	0,60	1,15	1,25
SUMME	99,65	100,35	99,75	100,15	99,30	100,00	99,95	99,85	99,90

INTRUSIVA PYRENEÉN (aus Fourcade & Allegre ,1981)

	Gabbro	Qz-Diorit	Granodiorit	Monzogranit	Porphyr. Monzogranit	Zentral-granit	Porphyr. kleinkörnig. Granit	Muskovitgranit	Aplit
	n = 1	n = 1	n = 25	n = 42	n = 36	n = 46	n = 15	n = 15	n = 3
SiO_2	51,71	53,72	64,90	68,10	68,60	72,30	73,32	73,10	75,50
TiO_2	0,91	1,63	0,54	0,38	0,40	o,18	0,15	0,16	0,07
Al_2O_3	13,03	19,04	16,85	15,65	15,35	14,15	14,48	14,60	12,40
$Fe_{ges.}$	8,12	8,05	4,04	3,09	2,96	1,91	1,94	1,28	0,59
MnO	0,09	0,10	0,06	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,01
MgO	10,94	3,11	0,39	1,09	1,02	0,37	0,27	0,29	0,04
CaO	7,27	6,21	4,20	2,70	2,67	1,33	1,27	0,90	1,04
Na_2O	1,95	3,63	3,55	3,55	3,47	3,49	3,58	3,28	2,43
K_2O	3,32	2,85	3,03	3,78	3,88	4,56	4,62	4,98	6,44
P_2O_5	0,15	0,40	-----	----	----	----	0,02	----	----
G.V.	1,47	1,69	1,03	1,39	1,29	1,39	0,59	0,96	0,80
SUMME	98,96	100,43	99,59	99,78	99,69	99,72	100,29	99,58	99,32

ANHANG II

CHEMISCHE ANALYSEN DER VARISTISCHEN MAGMATITE DES VORDEREN BAYERISCHEN WALDES

NR.	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
HAUZENBERGER GRANIT 1																					
20150	71.54	14.76	.21	1.09	.64	.82	3.38	5.21	.68	.22	.33	.05	98.93	252	283	285	1348	1120	89.80	539755.	539100
20151	72.90	14.26	.31	.88	.35	1.05	3.43	5.23	.68	.24	.18	.03	99.34	266	89	223	686	754	90.55	539720.	539220
20153	71.75	14.48	.24	1.37	.37	1.02	3.25	5.28	.62	.34	.25	.06	99.03	276	126	272	990	995	89.33	539790.	539425
20154	73.22	14.33	.11	1.34	.36	1.05	3.14	5.26	.52	.24	.18	.03	99.78	266	113	265	704	1170	89.47	539760.	539420
20155A	73.48	15.09	.12	1.39	.36	.98	2.23	5.08	.52	.20	.22	.02	99.69	270	129	264	911	898	87.23	539730.	539425
20155B	72.26	14.54	.28	1.24	.41	1.10	3.20	5.31	.81	.29	.15	.03	99.62	276	125	276	886	1160	88.84	539730.	539405
20156	72.35	14.32	.14	1.36	.48	.82	3.38	5.24	.61	.29	.22	.06	99.27	284	91	254	928	950	90.09	539635.	539468
20157	72.74	14.14	.13	1.28	.68	.84	3.31	5.63	.42	.25	.23	.07	99.72	280	78	212	1065	762	90.41	539754.	539610
20160	73.18	14.46	.40	1.23	.34	.97	3.06	5.28	.66	.17	.17	.02	99.94	219	92	157	526	930	89.45	539760.	539446
20161	71.53	14.70	.11	1.30	.64	.91	3.57	5.00	.47	.24	.31	.06	98.84	267	115	244	1000	800	89.48	540040.	539548
20162	72.68	14.67	.06	1.13	.30	.96	3.25	5.12	.48	.22	.23	.03	99.13	288	93	239	1110	894	90.08	539960.	539374
20165A	71.26	14.59	.31	1.26	.53	.91	3.41	5.24	.35	.31	.37	.06	98.60	265	114	260	874	951	90.00	539610.	539245
20165B	71.87	14.38	.30	1.37	.51	.95	3.48	4.96	.42	.31	.24	.06	98.85	285	113	264	985	926	89.46	539622.	539252
20167A	69.85	15.19	.25	1.17	.64	.87	3.17	5.60	.74	.25	.41	.05	98.19	265	156	249	1031	905	89.11	539084.	539370
20167C	71.02	15.15	.30	1.25	.65	1.09	2.72	5.76	.67	.32	.27	.03	99.23	271	128	220	738	830	87.62	539084.	539370
20170A	73.97	13.95	.15	1.23	.32	1.04	3.17	5.39	.69	.16	.13	.03	100.23	244	113	181	944	660	90.16	539810.	540210
20170C	71.40	15.41	.19	1.06	.39	.94	3.21	6.08	.82	.24	.20	.03	99.97	220	169	219	1075	418	89.89	539810.	540210
20172	71.99	15.38	.14	1.27	.45	.98	2.90	5.68	.59	.19	.25	.04	99.86	264	110	190	983	602	88.65	540240.	539880
20174	72.68	14.08	.09	1.17	.57	1.01	3.49	5.38	.54	.21	.23	.05	99.50	262	98	230	1041	990	90.37	539712.	539830
20175	75.12	13.04	.12	.91	.33	.73	2.85	4.93	.85	.20	.16	.03	99.27	247	82	220	773	1215	91.40	539606.	539802
20176	72.22	14.06	.40	1.06	.45	.91	3.03	5.34	1.60	.31	.09	.05	99.52	268	97	271	916	724	88.87	539566.	539768
20184	71.99	14.74	.02	1.02	.65	1.05	3.46	5.87	.46	.14	.27	.05	99.72	286	73	151	879	675	90.38	540320.	538774
HAUZENBERGER GRANIT 2																					
20163	70.38	15.01	.50	1.38	.93	1.67	3.24	5.08	.56	.40	.26	.09	99.50	237	294	299	1127	938	84.98	540064.	539336
20164	71.29	14.19	.24	1.79	.87	1.46	3.16	5.14	.59	.41	.27	.08	99.49	257	275	282	1400	930	85.96	539935.	539210
20166	69.21	15.14	.13	1.95	.99	1.33	3.17	5.39	1.25	.39	.32	.07	99.34	283	203	267	1052	1089	84.61	539386.	539432
20169	68.66	15.37	1.17	1.60	.76	1.87	3.29	5.55	.74	.61	.23	.05	99.90	291	215	402	1266	2007	84.03	539276.	539720
20171	68.82	15.08	.54	2.09	1.16	1.67	3.03	5.30	.91	.61	.30	.08	99.59	305	232	345	1258	1753	82.60	539886.	540066
20177B	71.30	15.06	.15	1.72	.51	1.94	3.23	4.95	.48	.39	.10	.06	99.89	227	289	273	1504	1131	84.47	539740.	539136
20178	70.35	14.20	.42	2.05	1.09	1.87	3.33	4.45	.69	.49	.23	.08	99.25	241	189	286	1096	1027	82.81	539510.	539018
20179	69.79	15.18	.12	1.84	.84	1.89	3.61	4.65	.37	.45	.23	.09	99.26	220	329	279	1240	962	83.76	539590.	539010

NR.		SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
20180A	HAUZENBERGER GRANIT 2	70.24	14.97	.57	1.57	.74	2.10	3.46	4.76	.69	.46	.10	.06	99.72	224	327	288	1262	918	83.41	539747.	539032
20180B		69.77	14.47	.55	2.11	1.17	2.22	3.65	4.20	.45	.60	.22	.08	99.49	189	378	331	1558	1211	81.53	539747.	539032
20180C		69.89	15.30	.18	2.00	.77	2.30	3.28	4.70	.70	.49	.13	.06	99.80	228	324	293	1328	1260	81.52	539740.	539021
20180D		70.14	14.25	.35	2.30	1.00	2.05	3.40	4.30	.54	.61	.21	.09	99.24	185	359	332	1594	1195	82.01	539740.	539021
20181		69.82	15.37	.06	2.00	1.07	2.01	3.52	4.86	.53	.45	.21	.08	99.98	227	328	285	1350	922	82.58	539878.	539094
20182		71.03	14.31	.13	1.86	.76	2.26	3.29	4.65	.56	.47	.11	.06	99.49	221	315	288	1155	924	82.97	539954.	539124
20183		71.99	14.33	.30	1.45	.58	1.47	2.80	5.00	.80	.35	.20	.04	99.31	274	150	254	1157	832	86.08	540116.	538908
20192A	GRANODIORIT	69.95	14.50	.89	2.19	.75	1.42	2.89	6.06	.83	.53	.24	.04	100.29	227	94	428	845	2409	85.35	539335.	540140
20192C		69.33	15.11	.44	2.42	.77	1.56	3.23	5.62	.93	.54	.20	.06	100.21	202	180	438	962	2811	83.97	539340.	540145
20194		68.29	15.21	.98	2.37	.83	1.84	3.25	5.52	.87	.67	.26	.05	100.14	224	329	539	1477	1300	82.34	538880.	539660
20158		66.66	16.41	.23	2.45	1.15	3.08	4.54	3.23	.94	.61	.19	.09	99.58	99	716	309	1323	1124	76.36	539910.	539750
20159A		66.68	17.22	.43	1.92	1.03	3.51	4.51	3.19	.40	.56	.18	.05	99.68	69	873	377	1447	1130	75.88	539935.	539745
20167B		68.06	16.71	.40	1.72	.82	3.08	4.46	3.60	.43	.41	.17	.04	99.90	90	783	371	1323	967	79.08	539084.	539370
20235	BREITENBERGER GRANIT	71.84	14.52	.25	1.87	.60	1.58	3.39	4.83	.50	.29	.14	.03	99.84	249	161	263	943	819	85.64	540460.	539530
20236		72.82	14.54	.31	1.15	.17	.88	3.04	5.89	.70	.15	.20	.03	99.88	318	109	223	656	678	90.81	540615.	539585
20237		75.11	13.78	.08	.76	.08	.70	3.26	4.73	.62	.02	.18	.07	99.39	378	42	220	745	670	92.27	540630.	539830
20238		74.33	14.43	.83	.43	.05	.71	3.27	4.97	.41	.06	.11	.04	99.64	290	20	177	725	326	92.25	540660.	539880
20240		71.86	14.41	.31	1.80	.71	1.68	3.35	4.88	.51	.31	.14	.03	99.99	258	166	271	854	1028	85.35	540750.	539840
20241		72.10	14.44	.44	1.65	.53	1.66	3.17	4.84	.55	.31	.15	.03	99.87	267	169	281	1075	1000	85.66	540780.	539805
20242		71.86	14.85	.42	1.15	.47	.78	3.21	6.13	.72	.18	.20	.01	99.98	272	143	217	699	930	90.56	540920.	539620
20243		72.11	14.90	.26	1.22	.28	1.00	3.29	6.54	.37	.19	.20	.02	100.38	259	156	238	901	443	91.20	541135.	539745
20244		71.44	14.99	.35	1.29	.56	.71	2.81	6.03	1.52	.23	.20	.02	100.15	326	95	211	799	948	88.53	540865.	539980
20245		72.48	14.47	.28	1.29	.44	1.06	3.19	5.74	.53	.22	.20	.04	99.94	303	127	226	382	903	89.61	540750.	540080
20246		70.67	14.57	.23	2.08	.74	1.63	3.29	5.77	.52	.41	.22	.04	100.17	335	194	306	818	2145	85.71	540530.	540210
20247		73.04	14.64	.52	.79	.28	.75	3.20	5.59	.81	.13	.18	.02	99.95	260	117	214	750	564	91.20	540345.	540250
20249		72.22	14.39	.46	1.37	.41	1.31	3.39	5.71	.55	.26	.14	.03	100.24	209	168	240	397	439	88.92	541160.	539300
20250		70.87	14.82	.41	1.87	.52	1.80	3.48	5.00	.40	.37	.18	.04	99.76	260	183	284	1015	856	85.18	541020.	539385
20252		72.10	14.49	.31	1.65	.48	1.55	3.35	4.96	.60	.27	.15	.03	99.94	246	171	266	1035	552	86.41	541010.	539440
20254		71.78	14.77	.35	1.15	.45	.95	3.20	6.34	.85	.23	.21	.04	100.32	212	145	225	688	258	90.19	540845.	539130
20255		72.42	14.66	.37	1.15	.33	1.01	3.07	5.70	.83	.18	.21	.03	99.96	306	111	223	764	808	89.50	540800.	539390

NR.	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
APOPHYSEN HAUZENBERG-TITTLING																					
20168	72.36	14.68	.30	1.75	.72	1.52	1.85	4.46	.86	.38	.11	.05	99.34	257	197	322	1178	964	82.24	538860	539370
20191	70.21	14.72	.20	2.44	.77	1.40	3.30	6.21	.78	.48	.16	.02	100.72	242	92	550	663	922	85.79	539275	540110
20193	74.88	12.00	.40	1.56	.57	.81	2.42	5.75	.70	.31	.10	.03	100.29	255	118	158	1053	633	89.70	538880	539550
20194	68.29	15.21	.98	2.37	.83	1.84	3.25	5.52	.87	.67	.26	.05	100.14	224	329	540	1477	1200	82.64	538860	539660
20195	71.15	14.24	.49	2.08	.74	1.58	2.90	6.17	.68	.54	.14	.02	100.73	198	109	813	609	874	85.60	538660	539550
20196	73.54	14.54	.00	1.14	.35	.85	2.72	5.12	.64	.14	.23	.03	99.38	286	91	198	782	566	89.64	538600	539545
20197	71.23	14.33	1.00	1.72	.73	1.13	2.96	6.36	.70	.58	.14	.02	100.90	184	139	786	831	952	87.53	538480	539470
20208	75.38	13.33	.05	1.45	.44	.81	2.47	6.01	.56	.22	.04	.02	100.78	269	84	176	364	1042	90.13	538095	540170
20211	74.61	13.03	.01	1.13	.31	1.22	2.46	6.49	.40	.15	.01	.02	100.44	139	207	148	703	136	90.20	538640	540490
20212	71.69	14.30	.10	2.37	.58	1.56	2.91	6.34	.60	.53	.20	.04	101.22	183	134	532	684	1110	86.01	538595	539760
20217	72.76	14.22	.40	1.01	.24	.90	3.28	6.15	.42	.19	.26	.05	99.96	209	95	117	387	552	92.17	537820	539910
TITTLINGER GRANIT																					
20200	69.30	15.57	.20	2.15	.82	2.88	3.62	4.20	.54	.50	.19	.06	100.03	130	469	174	1192	753	79.34	538130	539575
20206A	69.98	14.56	.20	2.59	.76	2.50	3.59	3.56	1.00	.49	.23	.07	99.53	136	427	202	890	581	79.77	537980	540190
20206B	70.58	14.23	.24	2.51	.92	2.41	3.46	3.66	.68	.47	.22	.06	99.44	125	443	200	944	696	80.34	537985	540185
20207	71.00	15.14	.08	1.94	.51	2.52	3.64	4.20	.46	.42	.20	.05	100.19	124	488	176	1089	540	82.21	537995	540210
20209	70.35	14.96	.14	2.16	.63	2.55	3.58	4.15	.60	.40	.20	.07	99.79	131	458	190	863	693	81.34	538060	540290
20213	68.44	14.94	.55	2.52	.80	2.95	3.87	4.16	.50	.58	.26	.09	99.75	129	479	210	1029	794	79.53	537980	540000
20214	70.54	14.46	.39	2.37	.76	2.47	3.35	4.24	.44	.47	.22	.08	99.78	135	419	209	969	614	81.13	537950	540020
20215	67.91	15.99	.12	2.80	.98	3.29	3.61	3.76	.64	.55	.23	.06	99.94	107	527	226	1536	812	75.55	537850	539840
20218A	69.35	15.34	.35	2.30	.83	2.73	3.63	4.04	.45	.47	.23	.07	99.79	116	489	194	912	589	79.65	537695	539800
20219	69.68	15.28	.28	1.98	.80	2.66	3.53	3.96	.60	.46	.22	.05	99.59	112	388	212	1036	642	80.05	537770	539820
20224R	68.34	15.56	.88	1.62	.93	3.14	3.59	4.33	.54	.61	.15	.08	99.77	111	421	200	1233	935	78.99	537645	539770
20216	64.78	14.64	1.13	4.31	1.53	3.50	3.88	4.44	.72	1.03	.43	.13	100.52	107	372	269	1090	826	73.85	537990	539930
20218B	65.17	15.20	.85	4.17	1.30	2.64	4.17	4.42	.90	.91	.37	.08	100.27	136	342	277	1354	833	76.13	537695	539800

	NR.	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
FÜRSTENSTEINER DIORIT	20220	62.59	16.58	.51	4.45	1.85	4.04	4.34	2.74	.61	.96	.45	.11	100.17	79	663	224	1091	852	65.45	537760	539685
	20221B	63.63	14.34	1.00	4.31	1.43	3.82	3.68	5.03	.56	1.31	.42	.18	99.71	157	305	244	1236	1032	74.39	539650	539820
	20222A	62.97	16.00	.80	4.74	2.04	3.77	3.76	3.89	1.13	1.03	.43	.09	100.71	105	402	268	1381	956	67.72	537635	539800
	20223	60.66	15.38	1.61	5.53	2.41	4.79	4.25	3.55	1.10	1.25	.56	.14	101.23	85	462	253	1154	848	64.59	537680	539775
	20224A	58.94	15.55	1.99	5.60	3.11	6.06	4.35	2.98	.84	1.41	.73	.15	101.71	59	624	239	1097	620	59.39	537645	539770
	20225A	67.52	14.00	.70	3.45	1.08	2.49	3.52	4.73	.72	.79	.34	.10	100.04	139	291	366	1107	1028	78.56	537500	539790
	20226	64.11	16.04	.88	3.52	1.66	4.56	3.94	3.30	.77	.79	.38	.12	100.10	74	590	221	1373	682	68.80	537460	539780
	20227	65.81	14.82	.94	3.05	1.30	3.12	3.59	4.58	.82	.90	.38	.12	100.37	139	324	323	995	1100	74.99	537500	539735
	20228	64.42	15.07	1.30	4.24	1.52	3.52	3.83	4.36	.50	1.08	.44	.13	100.47	111	375	322	1130	1080	73.08	537430	539780
MAUZ.DG.	20230	61.30	14.90	.57	5.32	2.94	5.88	3.99	2.62	1.21	1.34	.50	.11	100.70	57	609	212	1182	819	60.24	537155	539880
	20170b	63.11	14.15	1.20	4.19	2.08	2.88	4.51	4.50	.81	1.30	.58	.14	99.45	158	229	432	1778	1467	76.17	529790	540210
LALLING	20283	64.08	15.73	1.44	4.89	2.16	3.08	3.26	4.58	.38	1.28	.55	.09	101.52	144	240	583	1336	1492	70.00	536240	541570
	20284	64.06	15.69	1.52	4.96	2.09	3.01	2.96	4.65	.46	1.32	.58	.09	101.39	140	252	659	1182	1357	69.76	536080	541560
	20285	62.62	15.86	1.65	6.04	2.46	3.65	2.93	3.46	.48	1.54	.76	.12	101.57	135	269	668	1301	1363	63.56	536080	541560
DIORIT	20286	64.20	16.01	1.01	5.17	2.45	3.33	3.08	3.27	.60	1.35	.49	.09	101.05	138	313	481	1042	1389	65.83	536180	541970
	20288	62.66	16.26	1.16	5.53	2.41	3.73	2.96	3.58	.75	1.35	.51	.08	100.98	114	365	419	1196	1158	63.75	535570	542960
GRANIT	20205	76.70	12.73	.01	1.22	.04	.77	2.93	4.98	.58	.10	.05	.02	100.13	209	55	119	102	642	92.12	537980	540710
	20221A	73.83	13.94	.10	1.37	.10	.68	3.38	5.57	.43	.14	.16	.04	99.74	182	84	118	320	449	92.50	537650	539820
	20222B	71.81	14.85	.11	1.65	.33	1.03	3.51	5.47	.55	.21	.23	.03	99.78	148	108	166	503	335	89.49	537635	539800
	20225B	71.42	14.26	.07	2.08	.37	1.35	3.52	5.54	.71	.32	.22	.06	99.92	154	139	216	771	706	88.01	537500	539750
	20229	74.62	14.32	.03	1.33	.01	1.01	3.34	4.92	.53	.16	.08	.02	100.37	211	111	154	396	801	90.29	537440	539790
SALGENBURGER	20258	71.91	14.38	.29	2.44	.48	1.63	3.13	5.33	.51	.38	.23	.06	100.77	165	174	283	583	948	85.16	538060	540250
	20260	73.22	13.50	.87	1.97	.42	1.24	2.81	4.63	1.26	.38	.24	.04	100.58	154	137	334	390	547	85.92	537850	540370
	20261	75.71	13.53	.24	1.44	.04	.78	2.78	4.84	.87	.18	.12	.02	100.52	211	83	143	145	305	90.13	537880	540520
	20262	76.95	13.08	.33	.90	.04	.52	2.90	4.63	1.01	.09	.06	.01	100.49	209	44	116	133	243	92.08	537800	540730
	20263	75.74	13.80	.18	1.15	.21	.86	2.79	4.75	.61	.18	.21	.01	100.49	184	89	147	244	458	90.05	537515	539940
	20264	75.35	13.17	.15	1.58	.15	.87	3.09	4.83	.66	.23	.14	.03	100.29	203	88	175	54	564	90.35	537300	539870
	20265	69.88	14.85	.78	2.30	.58	1.47	3.21	5.26	1.27	.49	.31	.07	100.44	155	218	283	786	777	84.42	537300	539870
	20266	70.93	14.65	.36	2.38	.62	1.76	3.19	5.25	.67	.43	.26	.05	100.55	130	206	329	809	753	84.16	537275	540240
	20267	71.40	14.61	.26	2.44	.47	1.64	3.04	5.21	.60	.43	.25	.04	100.39	150	211	268	742	644	84.69	537300	540400

NR.		SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
20268	SALDENBURGER G.	74.05	13.46	.43	1.80	.44	1.33	3.03	4.91	.51	.31	.19	.04	100.52	184	166	207	409	559	87.52	537370	540650
20269		77.23	12.21	.08	1.80	.13	.96	2.73	4.26	.65	.21	.11	.03	100.40	175	78	213	222	712	89.51	537580	540620
20270		70.65	14.78	.43	2.44	.69	1.53	3.14	5.35	.78	.43	.22	.03	100.47	138	210	312	920	794	84.31	537500	540430
20271		72.13	14.54	.19	2.08	.81	1.27	3.12	4.87	1.08	.32	.21	.03	100.65	190	158	212	538	753	84.99	537690	540440
20272		76.62	13.58	.09	.43	.06	.70	2.31	7.05	.57	.09	.03	.01	101.54	185	165	116	1967	224	93.67	537480	540340
20273		70.57	14.90	.55	2.61	.64	1.77	3.03	5.31	.49	.46	.27	.03	100.63	157	211	275	730	915	83.31	537655	540205
20201	EBERH. G.	72.00	14.12	.11	2.08	.58	1.94	3.36	4.21	.75	.36	.17	.06	99.71	168	333	158	811	581	84.01	537970	541040
20202		70.70	14.94	.06	2.15	.79	2.41	3.56	4.12	.60	.39	.17	.05	99.94	129	378	196	1064	628	81.37	537980	540925
20203		72.55	14.56	.43	1.22	.66	1.35	3.28	4.39	1.28	.29	.10	.04	100.15	156	306	155	906	547	85.92	538110	541000
20198	2-GLIMMER-G.	74.08	14.04	.53	.93	.18	.68	2.54	5.56	.82	.13	.21	.05	99.75	263	50	116	114	895	91.04	537760	539570
20199		70.08	15.04	.60	1.78	.90	2.37	3.46	3.88	.51	.52	.22	.04	99.40	217	196	199	818	1080	81.27	537900	539510
20233		71.62	14.62	.20	1.58	.50	1.09	3.77	5.50	.45	.23	.21	.04	99.81	207	110	129	543	586	89.67	537580	539570
20234		70.77	14.11	.46	2.20	.62	1.65	3.14	5.51	.51	.50	.15	.07	99.69	190	147	234	874	856	85.51	537580	539640
20231	APOPH.	70.44	14.72	1.64	1.22	.63	1.85	3.32	4.96	.68	.60	.24	.04	100.34	175	296	661	1088	524	84.94	536690	539390
20232		73.61	14.04	.27	1.08	.20	.68	2.97	5.88	.83	.15	.26	.04	100.01	241	39	116	272	860	91.95	536650	539010
20274	KAUSSINGER GRANIT	71.36	15.39	.20	1.80	.90	2.15	3.46	3.35	.53	.34	.15	.04	99.67	97	400	205	663	481	81.13	536350	541280
20275		71.03	14.60	.57	1.72	1.09	1.81	2.96	5.30	.45	.39	.16	.06	100.10	181	236	245	864	871	83.81	536320	541230
20276		71.70	15.22	.15	1.80	.83	2.14	3.30	3.43	.63	.33	.16	.05	99.74	95	399	188	756	446	81.25	536220	541080
20277		73.21	14.50	.58	1.22	.73	1.16	2.60	5.12	.74	.28	.16	.04	100.34	226	115	149	491	492	86.59	536330	541100
20278		74.99	13.43	.38	1.29	.80	.94	1.69	6.44	.74	.22	.12	.02	101.06	149	138	496	634	334	87.90	536150	541000
20279		71.57	15.32	.23	1.87	.82	2.12	3.31	3.37	.48	.35	.17	.05	99.66	97	385	186	746	477	81.19	536300	541000
20280		69.41	15.47	.64	2.16	1.12	2.61	3.19	4.25	.50	.55	.18	.06	100.14	101	449	261	1131	743	78.59	536140	540900
20281		69.28	15.48	.65	2.16	1.16	2.86	3.01	4.00	.59	.54	.20	.05	99.98	92	508	278	1140	903	77.10	536120	540830
20282		71.71	15.38	.18	1.87	.73	1.99	2.99	3.32	.83	.36	.16	.04	99.56	95	377	203	559	498	80.88	536290	540860
20289	METTENER GRANIT	71.51	15.05	.48	1.72	.84	2.27	3.03	3.83	.35	.39	.12	.03	99.62	147	250	203	759	856	81.16	534560	541770
20290		73.34	14.98	.01	1.80	.46	1.20	2.50	4.59	.35	.27	.17	.02	99.69	231	105	139	406	641	85.80	534635	541850
20291		71.27	15.59	.11	2.01	.64	2.10	2.75	4.29	.35	.37	.17	.03	99.70	153	251	214	735	709	81.43	534635	541850
20292		69.54	15.25	.25	2.08	.83	2.31	4.61	3.79	.51	.43	.17	.04	99.85	151	280	229	781	681	82.83	534780	541720
20293		70.20	15.18	.37	2.23	1.01	2.64	2.99	3.91	.52	.50	.15	.04	99.74	123	294	290	817	727	78.41	534725	541680
20294		74.45	14.71	.42	.86	.30	.87	2.40	4.79	.81	.16	.26	.01	100.04	220	78	95	423	400	88.69	534380	541600

	NR.	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H	
METTENER G.	20295	73.50	14.97	.29	1.15	.30	1.00	2.73	5.19	.72	.22	.25	.01	100.42	219	91	120	487	1107	88.30	534390	541500	
	20296	70.78	14.92	.50	1.44	.80	1.70	3.50	4.33	1.14	.39	.16	.03	100.05	172	193	202	818	721	84.00	534220	541760	
	20297	71.10	14.71	.27	2.23	.83	2.09	3.01	4.23	.73	.47	.15	.02	99.84	174	163	325	1002	936	81.33	533810	542020	
	20298	73.78	14.47	.28	.43	.30	1.53	2.06	6.68	.65	.17	.11	.01	100.47	229	133	124	687	395	89.02	533810	542020	
FLASERGRANIT	20309	72.85	14.19	.24	1.72	.69	1.12	2.55	5.77	.99	.31	.21	.01	100.59	237	83	287	275	965	87.04	535460	542670	
	20310	72.84	14.58	.20	1.58	.59	1.04	2.81	5.16	.93	.25	.23	.01	100.15	260	88	149	470	952	87.42	535570	542530	
	20311	73.27	14.27	.17	1.58	.59	1.09	2.64	5.22	.95	.27	.20	.01	100.19	232	84	183	276	927	87.28	535450	542555	
	20312	72.36	14.81	.29	1.51	.67	1.05	2.67	5.49	1.05	.26	.23	.01	100.35	221	96	180	381	596	86.95	535620	542580	
	20313	71.62	14.55	.22	1.94	.76	1.26	2.77	5.46	1.08	.34	.27	.01	100.27	233	106	192	496	787	85.65	535790	542530	
	20314	71.84	15.53	.19	1.58	.69	1.00	2.68	5.55	.91	.24	.23	.01	100.44	243	107	138	530	696	86.34	535720	542450	
	20315	72.46	14.72	.18	1.87	.85	1.15	2.65	5.45	.71	.33	.25	.01	100.67	204	106	215	534	617	85.69	535710	542550	
	20316	73.17	13.99	.20	1.72	.78	1.10	2.69	5.90	.84	.28	.25	.04	100.96	283	73	181	238	1578	87.44	535820	542240	
	20317	72.50	14.93	.22	1.58	.72	1.03	2.62	5.50	1.05	.26	.24	.01	100.66	268	91	161	352	1179	86.44	536060	542240	
	20318	73.61	14.38	.15	1.58	.61	1.08	2.62	5.36	.58	.30	.22	.02	100.51	271	76	152	416	953	87.42	535945	542410	
	20319	74.16	14.28	.16	1.37	.63	.83	2.38	5.00	1.13	.21	.23	.01	100.39	278	60	105	319	948	87.37	536460	541900	
	20320	73.64	14.49	.16	1.37	.64	.89	2.83	5.03	1.04	.21	.17	.01	100.48	324	61	122	401	1288	87.70	536410	542160	
	20321	74.11	13.98	.08	1.08	.29	.75	3.22	4.70	1.42	.10	.13	.01	99.87	258	46	95	137	350	90.10	536350	542240	
	20322	73.16	14.78	.16	1.44	.49	.79	2.79	5.17	1.13	.22	.22	.01	100.36	270	82	135	570	522	88.08	536170	542170	
	20323	69.25	15.47	.62	1.94	1.28	2.73	3.26	3.86	.84	.48	.14	.03	99.90	148	268	251	1086	826	77.60	535040	543090	Patersdorfer G.
SATTELPEILMSTEIN	20300	72.19	14.59	.34	1.87	.79	1.07	2.82	5.09	1.07	.37	.19	.02	100.41	230	92	321	436	841	85.66	532930	544525	
	20301	70.69	15.76	.20	2.08	.78	1.19	2.78	5.33	1.00	.33	.28	.01	100.43	256	120	209	546	879	84.31	532905	544550	
	20302	72.22	14.41	.32	1.80	.68	1.13	2.63	5.15	1.31	.34	.16	.02	100.17	240	87	270	440	1234	85.57	532805	544450	
	20303	72.14	14.86	.36	1.72	.71	1.09	2.68	5.25	.93	.33	.17	.02	100.28	255	94	240	506	1051	85.85	532890	544370	
	20304	71.33	14.73	.49	2.01	.77	1.25	2.65	5.52	1.01	.42	.19	.03	100.40	265	93	276	442	856	84.88	533000	544235	
	20305	72.90	14.33	.32	1.65	.55	.99	2.71	5.17	1.07	.31	.16	.02	100.18	238	87	239	366	844	87.08	532870	544270	
GRANIT	20306	72.76	14.14	.63	1.65	.92	1.03	2.73	5.33	.73	.37	.21	.04	100.54	217	118	348	653	996	86.55	532690	544420	
	20307	70.61	15.00	.51	2.30	1.13	1.47	2.95	5.29	.56	.49	.22	.04	100.57	194	133	540	678	883	83.19	532580	544330	
	20308	70.26	14.87	.46	2.59	1.18	1.49	2.77	5.15	1.00	.55	.25	.03	100.60	208	143	434	677	1678	81.80	532635	544190	
	19252	75.08	13.32	.28	1.29	.28	.89	2.48	5.69	.43	.19	.06	.01	100.00	236	71	207	366	226	90.49	534680	543245	Flasergranit Viechtach
	20001	59.04	15.87	.77	5.53	3.48	5.23	3.54	4.75	0.00	1.27	.57	.11	99.66	148	308	238	553	830	60.81	529524	543914	

NR.	SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	M	H
20004A	59.13	16.37	.59	6.52	2.51	4.60	3.04	3.91	0.00	1.57	.95	.12	99.31	128	422	519	930	1167	60.74	530880	544640
20004B	59.35	16.10	.30	6.16	2.47	4.35	3.47	4.07	0.00	1.39	.85	.11	98.64	152	393	456	944	1315	63.28	530880	544640
20005A	57.78	16.08	.67	6.39	2.70	4.61	2.98	4.24	0.00	1.49	.98	.13	98.14	154	394	534	1058	1431	60.43	530870	544687
20005B	59.52	16.44	.65	6.16	2.45	4.44	3.31	4.32	0.00	1.44	.87	.12	99.72	169	384	503	951	1551	62.84	530870	544687
20006	62.31	15.73	.22	5.56	2.31	3.26	3.54	4.10	0.00	1.28	.78	.09	99.18	162	259	414	1073	1244	68.99	531190	544622
20007A	60.90	16.02	.40	6.16	2.60	3.76	2.88	3.94	0.00	1.44	.95	.11	99.18	147	316	423	1004	1365	64.10	532032	544712
20007B	58.16	16.53	.30	6.57	2.97	5.14	3.04	2.62	0.00	1.48	.80	.11	97.78	138	492	432	976	1589	55.66	532032	544712
20008	58.96	15.92	.50	6.81	3.02	4.13	2.72	3.88	0.00	1.61	1.04	.13	98.72	143	344	420	984	1445	60.36	531304	544912
20009	59.51	16.12	.43	6.47	2.64	4.31	2.79	4.10	0.00	1.49	.93	.13	98.92	150	370	521	958	1479	61.45	531350	544800
20011A	61.02	16.04	.42	5.37	2.58	3.93	2.95	4.16	0.00	1.30	.88	.11	98.76	165	320	395	871	1099	65.25	530302	544520
20011B	57.90	16.43	.59	6.03	3.22	4.70	2.95	4.10	0.00	1.63	1.12	.12	99.75	130	382	474	839	1559	58.12	530302	544520
20012A	58.65	16.54	.17	6.16	2.97	5.26	2.69	3.06	0.00	1.50	.93	.12	98.05	153	824	519	1805	1544	56.38	531206	543968
20012B	56.65	16.81	.27	6.80	3.94	6.85	2.10	3.23	0.00	1.65	1.13	.14	99.57	153	874	500	1979	1692	47.35	531206	543968
20012C	56.85	16.59	.42	6.47	3.38	5.92	2.64	2.98	0.00	1.57	1.06	.12	98.00	150	783	501	1418	1529	52.41	531206	543968
20013	57.75	16.58	.99	6.14	2.82	4.62	3.29	4.19	0.00	1.47	1.01	.12	98.98	146	413	531	1138	1600	60.86	530880	544640
19082	67.10	15.20	.32	3.88	1.60	2.10	3.00	4.50	0.00	.81	.34	.05	98.90	198	201	301	915	1190	76.64	531240	543200
19083	68.60	14.90	.38	3.02	1.40	1.90	2.90	4.70	0.00	.64	.27	.04	98.75	213	197	291	891	1139	79.59	531460	543295
19091	67.60	14.90	1.34	2.16	1.30	2.10	3.10	4.90	0.00	.69	.30	.04	98.43	204	186	310	850	1260	79.58	530888	544640
19092	65.50	15.70	.71	3.09	1.60	2.20	2.90	5.10	0.00	.65	.49	.04	97.98	180	221	368	1023	1490	77.34	530854	544922
19767	68.00	15.10	.38	3.02	1.10	1.90	3.10	4.90	0.00	.65	.35	.04	98.54	226	159	273	715	1260	80.83	531240	543735
19768	68.10	15.00	.28	3.02	1.10	1.90	3.10	5.10	0.00	.63	.34	.04	98.61	232	163	287	684	1425	81.31	530828	543884
19769	66.80	15.70	.71	3.59	1.50	2.40	3.10	4.90	0.00	.82	.44	.04	100.00	209	199	344	990	1392	76.23	531112	544020
19770	65.60	15.50	.61	3.59	1.40	2.30	3.00	4.70	0.00	.81	.44	.05	98.00	212	191	326	940	1441	76.76	531060	544050
19771	65.10	15.50	.23	3.88	1.20	2.40	3.10	5.00	0.00	.73	.30	.07	97.51	205	231	337	1242	1090	77.10	531351	544800
19774	66.60	15.50	.49	3.31	1.20	2.20	3.20	5.10	0.00	.70	.29	.04	98.63	219	215	316	1069	1725	78.67	531240	544010
19775	67.20	15.50	.61	2.59	.90	2.20	3.10	5.20	0.00	.57	.25	.04	98.16	217	214	278	1291	1620	80.48	531242	544010
19791	71.40	14.10	.96	1.44	.40	1.50	2.80	5.60	0.00	.40	.15	.03	98.78	264	118	265	638	1410	86.76	530888	544640
19792	71.90	14.20	.86	1.44	.30	1.50	2.90	5.60	0.00	.39	.14	.04	99.27	257	128	211	716	1572	87.15	530888	544640
19794	72.50	14.00	.31	2.59	.60	1.40	2.70	5.10	0.00	.48	.20	.05	99.93	274	115	270	455	1778	84.91	529644	544952
19220	70.86	14.78	.42	2.14	.74	1.47	2.84	4.97	.92	.40	.17	.01	99.72	230	125	254	781	1172	83.93	529100	545528

DIORIT REGENSBURGER WALD

KRISTALLGRANIT

NR.		SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	R	H
19225A	KRISTALLGRANIT 2	69.70	14.66	.39	2.33	.75	1.59	4.07	4.47	.75	.47	.20	.02	99.40	248	121	290	906	1199	85.00	531183	544634
19225B		71.99	14.73	.41	1.43	.44	1.13	3.40	4.75	.93	.27	.20	.01	99.71	214	109	160	453	591	87.83	531183	544634
19228		70.67	14.80	.82	1.76	.42	1.57	2.70	5.22	.81	.44	.13	.01	99.35	234	121	510	730	1515	84.97	529434	544978
19229A		71.16	14.16	.81	1.55	.58	1.42	3.32	5.08	.92	.38	.11	.01	99.50	232	109	352	911	1913	86.78	529455	544995
19229B		71.60	14.56	.71	1.51	.51	1.31	2.88	5.05	1.00	.33	.13	.01	99.60	228	113	274	756	1391	86.25	529455	544995
19230		72.12	14.57	.44	1.46	.50	1.14	3.64	4.76	.83	.28	.18	.02	100.03	279	93	139	598	991	87.95	530838	544640
19232		70.92	14.21	.46	2.35	.82	1.51	3.14	4.80	.94	.45	.18	.02	99.80	256	121	319	893	1297	84.03	529268	545029
19233		71.84	14.36	.42	1.87	.63	1.29	3.09	4.99	.85	.35	.14	.02	99.85	278	111	233	793	691	86.11	529248	545041
19234		72.20	14.70	.08	1.13	.44	.99	3.16	4.91	1.05	.25	.17	.01	99.69	279	95	178	398	1146	88.35	529255	545036
20669	GRANITPORPHYR	72.69	14.58	.53	1.02	.50	.76	2.85	5.47	0.00	.25	.12	.03	99.20	324	106	189	349	886	89.79	529090	545536
20670		72.55	14.68	.71	1.29	.49	.72	3.04	5.37	0.00	.24	.16	.02	99.27	343	115	181	366	832	89.70	529004	545574
20671		74.20	14.03	.70	.95	.30	.46	2.49	5.23	0.00	.13	.13	.01	99.32	354	86	109	332	620	91.87	529234	545380
20672		72.48	14.79	1.07	1.54	.58	.98	2.59	5.35	0.00	.30	.09	.02	99.79	326	109	278	408	1522	87.84	528817	544792
20673		74.02	14.34	.77	.88	.43	.69	2.91	4.98	0.00	.19	.11	.02	99.34	366	96	128	333	1085	90.44	528841	544743
20674		73.09	14.43	1.00	.74	.48	.66	3.49	5.10	0.00	.23	.09	.03	99.34	369	97	137	356	797	90.55	528823	544678
20675A		74.08	14.29	.92	1.29	.52	.89	2.26	5.31	0.00	.24	.08	.03	99.91	333	122	229	483	1353	89.61	528890	544662
20675B		71.53	13.35	.83	.65	.40	.52	3.56	4.93	0.00	.04	.16	.03	96.00	443	26	87	165	1537	93.44	528890	544662
20676A		72.79	15.00	.34	1.33	.57	.87	3.04	5.25	0.00	.21	.12	.02	99.54	347	115	145	479	1250	89.22	529102	544618
20676B		72.81	14.70	.56	1.01	.45	.82	3.62	5.10	0.00	.22	.11	.02	99.42	312	112	148	381	1267	90.07	529102	544618
20677		73.35	14.30	.53	1.58	.61	1.18	2.88	5.23	0.00	.25	.06	.03	100.00	318	129	240	517	1522	88.00	529102	544618
20678A		73.57	14.96	1.05	.44	.53	.60	2.73	5.47	0.00	.20	.08	.02	99.65	357	107	125	357	760	91.44	528933	544255
20678B		72.29	15.49	.69	.92	.51	.76	2.97	5.48	0.00	.21	.17	.02	99.53	376	122	136	437	1023	89.72	528933	544255
20679		72.57	15.23	1.20	.58	.49	.55	3.10	5.30	0.00	.24	.12	.02	99.33	375	106	142	426	763	90.77	528985	543913
20680		72.77	15.12	.33	1.21	.58	.88	2.71	5.15	0.00	.21	.19	.02	99.17	372	117	128	404	1244	88.73	529120	544620
20681		75.63	13.17	1.23	.30	.33	.52	3.55	4.63	0.00	.12	.04	.01	99.53	406	37	140	102	948	93.78	529229	544335
20682		69.49	15.63	1.05	2.73	.96	1.64	2.68	5.66	0.00	.44	.13	.04	99.93	275	183	481	808	1479	82.72	529338	544472
20014	KL.-MITTELK.G.	76.32	13.30	.11	.54	.38	.43	3.12	5.66	.31	.06	.11	.02	100.36	186	26	27	73	110	94.33	530786	543951
20015		75.37	14.05	.53	.56	.38	.47	3.36	4.66	.52	.09	.17	.03	100.19	223	34	50	176	644	92.40	532389	543691
20016		71.68	14.50	.42	1.78	.83	1.09	3.28	5.18	.52	.40	.18	.03	99.89	255	89	238	480	1121	87.15	532747	544382
20017		73.69	14.41	.50	.59	.41	.55	3.45	5.37	.53	.17	.19	.03	99.89	181	63	70	276	276	92.68	532095	544725

NR.		SIO2	AL2O3	FE2O3	FEO	MGO	CAO	NA2O	K2O	H2O	TIO2	P2O5	MNO	SUMME	RB	SR	ZR	BA	F	DI	N	W
20018	KLEIN-MITTELKÖRNIGER GRANIT	73.06	14.46	.38	1.32	.72	.83	3.28	4.96	.57	.29	.24	.02	100.07	258	75	111	326	845	89.05	531643	544824
20019		73.31	14.51	.16	1.33	.58	.64	3.34	5.03	.17	.22	.22	.02	99.53	233	68	110	303	526	90.68	531565	544948
20020A		75.36	14.05	.03	.19	.23	.21	2.79	6.86	.21	.02	.14	.01	100.10	201	15	23	43	126	96.36	531365	544540
20020B		74.38	13.88	.56	.77	.43	.68	3.33	4.90	.46	.15	.14	.02	99.70	211	51	85	214	209	91.73	531365	544540
20021		72.33	14.84	.77	.96	.81	.67	3.37	5.11	.67	.26	.26	.03	100.08	233	84	118	356	492	89.54	531005	544943
20022		73.12	14.63	.68	.95	.62	.89	3.11	5.33	.63	.28	.16	.01	100.41	243	81	123	387	502	89.23	529745	544823
20023		72.74	14.68	.49	1.19	.72	.87	3.33	5.25	.55	.28	.18	.03	100.31	287	90	135	381	979	89.06	529117	545308
20024A		73.65	14.47	.27	1.06	.58	.60	3.24	5.25	.52	.22	.29	.02	100.17	265	68	95	261	970	90.97	529142	545308
20024B		73.64	14.40	.45	1.09	.56	.61	3.34	5.05	.61	.15	.25	.02	100.31	226	55	63	306	757	90.61	529142	545308
20025		77.34	12.48	.73	.60	.49	.29	3.65	4.85	.46	.13	.08	.02	101.11	268	34	117	166	569	94.39	529565	545298
20026		73.30	14.07	.34	.98	.56	.64	3.43	5.06	.62	.16	.26	.02	99.98	191	62	81	289	527	90.96	529040	544830
20027		74.80	14.02	.11	.94	.25	.49	3.50	4.64	.62	.09	.20	.02	99.68	250	38	62	170	554	92.58	530932	543055
20028		75.60	14.51	.01	.47	.21	.46	3.44	4.71	.54	.10	.21	.01	100.27	255	42	141	154	791	93.13	530866	543115
20029		73.42	14.65	.43	.81	.47	.56	3.37	4.98	.63	.15	.27	.02	99.76	196	59	65	270	379	91.45	530903	543706
20030		72.18	14.41	.58	1.69	.81	.85	3.06	5.22	.41	.32	.22	.02	99.77	199	86	115	431	529	88.04	532278	543452

ANHANG III

MESO-NORM DER VARISTISCHEN MAGMATITE DES VORDEREN BAYERISCHEN WALDES

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Hauzenberger Granit I											
2o 15o	28,63	27,84	1,91	31,o9	4,83	/	o,3o	/	o,21	o,78	2,86
2o 151	29,o5	28,97	4,o3	31,17	3,19	/	o,45	/	o,23	o,42	1,47
2o 153	27,53	28,45	3,42	31,14	4,64	/	o,35	/	o,32	o,59	2,16
2o 154	26,6o	28,42	4,o3	33,o6	4,53	/	o,16	/	o,23	o,42	1,99
2o 155 A	18,89	27,33	3,42	39,57	4,59	/	o,17	/	o,19	o,52	4,67
2o 155 B	27,1o	28,8o	4,47	31,37	4,32	/	o,41	/	o,28	o,35	1,88
2o 156	28,63	27,95	2,63	31,48	5,o7	/	o,2o	/	o,24	o,52	2,12
2o 157	28,o4	29,9o	2,66	3o,77	5,57	/	o,19	/	o,24	o,54	1,62
2o 16o	25,92	28,94	3,7o	33,55	3,82	/	o,58	/	o,16	o,4o	2,35
2o 161	3o,24	26,25	2,48	3o,53	5,47	/	o,16	/	o,23	o,73	2,5o
2o 162	27,53	27,98	3,26	32,75	3,87	/	o,o9	/	o,21	o,54	2,58
2o 165 A	28,88	28,o5	2,o9	3o,44	4,83	/	o,45	/	o,29	o,87	2,54
2o 165 B	29,48	26,29	3,14	31,26	5,o4	/	o,44	/	o,29	o,57	2,13
2o 167 A	26,85	3o,o5	1,63	29,25	5,oo	/	o,36	/	o,24	o,97	3,31
2o 167 C	23,o4	3o,88	3,64	31,56	5,17	/	o,44	/	o,3o	o,64	3,11
2o 17o A	26,85	29,49	4,31	33,o2	4,o4	/	o,22	/	o,15	o,31	1,32
2o 17o C	27,19	33,6o	3,35	27,98	3,89	/	o,28	/	o,23	o,47	2,32
2o 172	24,56	3o,82	3,22	31,97	4,63	/	o,2o	/	o,18	o,59	3,28
2o 174	29,56	28,84	3,5o	3o,25	4,9o	/	o,13	/	o,2o	o,54	1,23
2o 175	24,14	27,12	2,57	38,54	3,37	/	o,17	/	o,19	o,38	2,o7
2o 176	25,66	29,15	3,92	32,44	3,96	/	o,58	/	o,29	o,21	1,85
2o 184	29,31	31,75	3,44	27,89	4,85	/	o,o3	/	o,13	o,64	1,43

Ab = Albit, Or = Orthoklas, An = Anorthit, Qz = Quarz, Bi = Biotit, Hb = Hornblende, Mt = Magmnetit, Hm = Hämatit, Il = Ilmenit, Ap = Apatit, C = Corund;

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Hauzenberger Granit II											
2o 163	27,44	26,o5	6,58	29,23	6,43	/	o,73	/	o,38	o,61	1,76
2o 164	26,77	25,87	5,47	3o,85	7,45	/	o,35	/	o,39	o,64	1,42
2o 166	26,85	26,82	4,5o	28,17	8,32	/	o,19	/	o,37	o,76	2,44
2o 169	27,87	29,25	7,77	24,9o	5,69	/	1,7o	/	o,58	o,54	1,1o
2o 171	25,66	25,82	6,32	28,16	8,98	/	o,78	/	o,58	o,71	2,o4
2o 177 B	27,36	25,65	8,97	29,67	6,o8	/	o,22	/	o,37	o,24	1,o9
2o 178	28,21	21,oo	7,77	3o,57	8,69	/	o,61	/	o,47	o,54	1,o5
2o 179	3o,58	22,87	7,87	27,58	7,64	/	o,17	/	o,43	o,54	1,31
2o 18o A	29,31	24,39	9,76	27,66	6,12	/	o,83	/	o,44	o,24	o,54
2o 18o B	3o,92	19,28	9,57	28,31	9,o4	/	o,8o	/	o,57	o,52	o,4o
2o 18oC	27,78	23,17	1o,56	28,24	7,67	/	o,26	/	o,47	o,31	o,94
2o 18o D	28,8o	19,88	8,79	3o,o9	9,15	/	o,51	/	o,58	o,5o	o,77
2o 181	29,81	23,35	8,59	27,o1	8,86	/	o,o9	/	o,43	o,5o	1,16
2o 182	27,87	23,o6	1o,49	29,55	7,35	/	o,19	/	o,45	o,26	o,o1
2o 183	23,72	26,27	5,98	33,96	5,45	/	o,44	/	o,33	o,47	2,12
2o 192 A	24,48	31,42	5,47	27,56	7,28	/	1,29	/	o,5o	o,57	1,18
2o 192 C	27,36	28,19	6,43	26,23	8,43	/	o,64	/	o,51	o,47	1,35
2o 194	27,53	27,77	7,42	25,o3	8,oo	/	1,42	/	o,64	o,61	1,16
Hauzenberger Granodiorit											
2o 158	38,45	12,95	14,o3	21,81	1o,15	/	o,33	/	o,58	o,45	o,28
2o 159 A	38,2o	13,87	16,23	21,21	8,14	/	o,62	/	o,53	o,42	o,38
2o 167 B	37,78	17,11	14,16	22,2o	6,85	/	o,58	/	o,39	o,4o	o,27

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Breitenberger Granit											
2o 235	28,71	24,69	6,92	3o,63	6,5o	/	o,36	/	o,28	o,33	1,17
2o 236	25,75	32,99	3,o6	31,25	3,15	/	o,45	/	o,14	o,47	2,o4
2o 237	27,61	26,73	2,29	37,o3	2,17	/	o,12	/	o,o2	o,42	2,45
2o 238	27,7o	29,1o	2,8o	35,o5	o,44	/	1,2o	/	o,o6	o,26	2,64
2o 24o	28,37	24,85	7,42	3o,47	6,66	/	o,45	/	o,29	o,33	o,89
2o 241	26,85	25,29	7,25	31,98	5,55	/	o,64	/	o,29	o,35	1,32
2o 242	27,19	33,79	2,56	28,6o	4,o4	/	o,61	/	o,17	o,47	1,99
2o 243	27,87	36,45	3,65	26,34	3,75	/	o,38	/	o,18	o,47	1,o7
2o 244	23,8o	32,73	2,21	31,o4	4,82	/	o,51	/	o,22	o,47	3,o3
2o 245	27,o2	31,23	3,95	3o,23	4,52	/	o,41	/	o,21	o,47	1,56
2o 246	27,87	29,56	6,64	26,56	7,61	/	o,33	/	o,39	o,52	o,47
2o 247	27,1o	31,57	2,54	31,91	2,42	/	o,75	/	o,12	o,42	2,39
2o 249	28,71	31,11	5,58	28,21	4,42	/	o,67	/	o,25	o,33	o,58
2o 25o	29,48	25,91	7,75	28,12	6,13	/	o,59	/	o,35	o,42	o,83
2o 252	28,37	26,o7	6,71	3o,71	5,49	/	o,45	/	o,26	o,35	1,15
2o 254	27,1o	34,97	3,34	27,43	4,15	/	o,51	/	o,22	o,5o	1,42
2o 255	26,oo	31,52	3,63	31,15	3,66	/	o,54	/	o,17	o,5o	2,1o
Apophysen Hauzenberg											
2o 168	15,67	22,36	6,82	41,57	6,62	/	o,57	/	o,36	o,26	4,51
2o 191	27,95	31,61	5,9o	24,68	8,56	/	o,33	/	o,46	o,38	o,4o
2o 193	2o,5o	3o,76	3,36	37,32	5,38	/	o,58	/	o,29	o,24	1,36
2o 194	27,53	27,77	7,42	25,o3	8,oo	/	1,42	/	o,64	o,61	1,16

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Apophysen											
Hauzenberg											
2o 195	24,56	32,o3	6,92	27,66	7,37	/	o,71	/	o,51	o,53	o,25
2o 196	23,o4	27,91	2,71	36,93	3,99	/	o,12	/	o,13	o,54	3,53
2o 197	25,o7	33,91	4,69	27,62	5,96	/	1,45	/	o,55	o,53	o,86
2o 2o8	2o,92	32,51	3,76	36,37	5,1o	/	o,o7	/	o,21	o,o9	1,39
2o 211	2o,84	36,o8	5,99	32,85	3,88	/	o,o1	/	o,14	o,o2	o,37
2o 212	24,65	32,78	6,43	27,7o	7,96	/	o,15	/	o,5o	o,47	o,29
2o 217	27,78	34,6o	2,76	28,92	2,96	/	o,7o	/	o,18	o,61	1,15
Hauzenberger											
Diorit											
2o 17o B	38,2o	23,42	- o,4o	11,56	4,84	17,26	1,74	/	1,24	1,37	/
Fürstensteiner											
Diorit											
2o 218 B	35,32	18,74	8,68	18,71	12,28	3,22	1,23	/	o,86	o,87	/
2o 22o	36,76	1o,94	13,7o	14,96	8,47	12,62	o,74	/	o,91	1,o6	/

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Fürstensteiner Diorit											
2o 221 B	31,17	31,74	- o,72	1o,46	- 3,88	27,14	1,45	/	1,24	o,99	/
2o 222 A	31,85	12,8o	14,65	18,91	16,85	1,99	1,25	/	o,98	1,o1	/
2o 223	36,oo	18,62	4,65	8,63	3,4o	24,67	2,33	/	1,19	1,32	/
2o 224 A	36,84	18,32	2,85	4,o1	- 1,87	35,49	2,89	/	1,34	1,72	/
2o 225 A	29,81	2o,94	9,98	24,49	11,75	o,24	1,o2	/	o,75	o,8o	/
2o 226	33,37	16,o7	12,48	17,35	5,4o	12,21	1,28	/	o,75	o,9o	/
2o 227	3o,41	21,7o	8,57	2o,32	8,81	7,11	1,36	/	o,86	o,9o	/
2o 228	32,44	21,53	7,48	16,82	6,8o	11,38	1,97	/	1,o3	1,o4	/
2o 23o	33,8o	15,77	4,o6	9,77	- 1,17	34,71	o,83	/	1,27	1,18	/
Tittlinger Granit											
2o 2oo	3o,66	19,91	13,o4	26,52	8,19	/	o,29	/	o,48	o,45	o,28
2o 2o6 A	3o,41	15,69	1o,89	3o,75	9,o4	/	o,29	/	o,47	o,54	o,79
2o 2o6 B	29,31	16,o7	1o,51	31,89	9,32	/	o,35	/	o,45	o,52	o,71
2o 2o7	3o,83	2o,82	11,19	28,9o	6,77	/	o,12	/	o,4o	o,47	o,49
2o 2o9	3o,32	2o,o5	11,34	28,73	7,58	/	o,2o	/	o,38	o,47	o,41
2o 213	32,78	21,62	9,24	23,19	4,83	5,95	o,8o	/	o,55	o,61	/
2o 214	28,37	2o,13	1o,81	3o,14	8,29	/	o,57	/	o,45	o,52	o,39
2o 215	3o,58	16,o3	14,81	26,11	1o,4o	/	o,17	/	o,52	o,54	o,54
2o 218 A	3o,75	18,84	12,o3	27,56	8,42	/	o,51	/	o,45	o,54	o,57
2o 219	29,9o	18,63	11,75	28,9o	7,89	/	o,41	/	o,44	o,52	o,87
2o 224 B	3o,41	22,83	12,48	23,86	4,37	3,32	1,28	/	o,58	o,35	/

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Eberhardsreuther Granit											
2o 2o1	28,46	2o,71	8,51	32,65	7,o9	/	o,16	/	o,34	o,4o	/
2o 2o2	3o,15	19,5o	1o,84	29,52	8,14	/	o,o9	/	o,37	o,4o	/
2o 2o3	27,78	22,88	6.o4	34,o4	5,oo	/	o,62	/	o,28	o,24	2,19
Zwei-Glimmer Granit											
2o 198	21,51	31,41	2,oo	37,14	2,47	/	o,77	/	o,12	o,5o	3,11
2o 199	29,31	18,56	1o,31	3o,63	7,13	/	o,87	/	o,49	o,52	1,36
2o 233	31,93	29,25	4,o3	26,87	5,5o	/	o,29	/	o,22	o,5o	o,98
2o 234	26,6o	28,19	7,2o	28,28	7,36	/	o,67	/	o,48	o,35	o,34
Saldenburger Granit											
2o 2o5	24,82	27,69	3,49	39,o7	3,13	/	o,o1	/	o,1o	o,12	1,24
2o 221 A	28,63	3o,85	2,33	31,87	3,67	/	o,15	/	o,13	o,38	1,49
2o 222 B	29,73	29,34	3,6o	28,88	5,14	/	o,16	/	o,2o	o,54	1,83
2o 225 B	29,81	28,98	5,26	27,45	6,49	/	o,1o	/	o,3o	o,52	o,54
2o 229	28,29	27,24	4,49	34,4o	3,31	/	o,o4	/	o,15	o,19	1,85
2o 258	26,51	27,12	6,58	3o,44	7,53	/	o,42	/	o,36	o,54	1,o5
2o 26o	23,8o	24,o9	4,58	37,16	5,54	/	1,26	/	o,36	o,57	2,18
2o 261	23,55	26,73	3,o8	39,66	3,36	/	o,35	/	o,17	o,28	2,58
2o 262	24,56	26,31	2,19	41,4o	1,9o	/	o,48	/	o,o9	o,14	2,49
2o 263	23,63	26,o9	2,89	4o,o6	3,4o	/	o,26	/	o,17	o,5o	3,o1
2o 264	26,17	25,99	3,4o	37,4o	4,46	/	o,22	/	o,22	o,33	1,61
2o 265	27,19	26,93	5,26	28,78	7,o1	/	1,13	/	o,47	o,73	1,94
2o 266	27,o2	26,43	7,o3	29,22	7,8o	/	o,52	/	o,41	o,61	1,14

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Saldenburger Granit											
2o 267	25,75	26,41	6,5o	3o,95	7,51	/	o,38	/	o,41	o,59	1,58
2o 268	25,66	25,66	5,35	35,3o	5,7o	/	o,62	/	o,29	o,45	1,19
2o 269	23,12	22,44	4,o4	43,28	4,84	/	o,12	/	o,2o	o,26	1,62
2o 27o	26,6o	26,85	6,15	29,23	8,o6	/	o,62	/	o,41	o,52	1,56
2o 271	26,43	24,12	4,92	33,19	7,81	/	o,28	/	o,3o	o,5o	2,33
2o 272	19,57	4o,96	3,28	34,76	1,21	/	o,13	/	o,o9	o,o7	o,95
2o 273	25,66	26,56	7,o1	29,57	8,19	/	o,8o	/	o,44	o,64	1,59
Apophysen Vilshofen											
2o 231	28,12	26,84	7,6o	28,84	3,81	/	2,38	/	o,57	o,57	1,o9
2o 232	25,16	32,92	1,67	33,o8	3,16	/	o,39	/	o,14	o,61	2,18
Gangdiorit Lalling											
2o 283	27,61	15,77	11,68	22,53	18,57	/	2,o9	/	1,22	1,3o	1,12
2o 284	25,o7	16,28	11,13	24,22	18,44	/	2,2o	/	1,25	1,37	1,7o
2o 285	24,82	6,91	13,13	26,65	22,36	/	2,39	/	1,46	1,79	2,47
2o 286	26,o9	6,71	13,31	28,o1	2o,74	/	1,46	/	1,28	1,16	2,51
2o 288	25,o7	8,27	15,16	25,18	21,28	/	1,68	/	1,28	1,2o	1,95
Kaussinger Granit											
2o 274	29,31	15,27	9,68	34,22	7,48	/	o,29	/	o,32	o,35	2,51
2o 275	25,o7	26,72	7,93	3o,o8	7,49	/	o,83	/	o,37	o,38	1,o8
2o 276	27,95	15,87	9,57	35,23	7,31	/	o,22	/	o,31	o,38	2,56

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Kaussinger Granit											
2o 277	22,o2	27,13	4,71	36,44	5,o7	/	o,84	/	o,27	o,38	2,95
2o 278	14,31	34,62	3,88	38,82	5,61	/	o,55	/	o,21	o,28	2,26
2o 279	28,o4	15,48	9,4o	35,34	7,37	/	o,33	/	o,33	o,4o	2,77
2o 28o	27,o2	19,73	11,77	29,49	8,81	/	o,93	/	o,52	o,42	1,3o
2o 281	25,49	18,19	12,88	3o,89	8,91	/	o,94	/	o,51	o,47	1,47
2o 282	25,33	15,37	8,82	37,79	7,o9	/	o,26	/	o,34	o,38	3,62
Mettener Granit											
2o 289	25,66	18,5o	1o,47	34,69	6,79	/	o,7o	/	o,37	o,28	2,o7
2o 29o	21,18	23,57	4,84	39,12	6,o7	/	o,o1	/	o,26	o,4o	4,12
2o 291	23,29	21,o5	9,3o	34,82	7,24	/	o,16	/	o,35	o,4o	3,o1
2o 292	39,o5	18,38	9,25	23,36	6,65	1,77	o,36	/	o,41	o,4o	/
2o 293	25,33	17,78	12,11	32,6o	8,8o	/	o,54	/	o,48	o,35	1,58
2o 294	2o,33	26,65	2,61	41,o1	2,76	/	o,61	/	o,15	o,61	4,62
2o 295	23,12	28,32	3,32	36,3o	3,93	/	o,42	/	o,21	o,59	3,64
2o 296	29,65	22,13	7,38	3o,64	5,59	/	1,25	/	o,37	o,38	1,76
2o 297	25,49	2o,o7	9,38	33,33	8,22	/	o,39	/	o,45	o,35	1,73
2o 298	17,45	38,29	6,87	33,24	1,89	/	o,41	/	o,16	o,26	1,34
Flaser-granit											
2o 3o9	21,6o	3o,38	4,18	34,11	6,22	/	o,35	/	o,29	o,5o	2,22
2o 31o	23,8o	27,22	3,65	35,15	5,52	/	o,29	/	o,24	o,54	3,o3
2o 311	22,36	27,55	4,1o	36,14	5,56	/	o,25	/	o,26	o,47	2,77

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Flaser-granit											
2o 312	22,61	29,o8	3,7o	34,2o	5,61	/	o,42	/	o,25	o,54	3,12
2o 313	23,46	27,96	4,48	32,65	7,2o	/	o,32	/	o,32	o,64	2,44
2o 314	22,7o	29,29	3,75	33,37	5,87	/	o,28	/	o,23	o,54	3,74
2o 315	22,45	27,65	4,o7	34,41	7,55	/	o,26	/	o,31	o,59	2,97
2o 316	22,78	3o,76	3,82	33,27	6,84	/	o,29	/	o,27	o,59	1,78
2o 317	22,19	28,77	3,54	34,66	6,19	/	o,32	/	o,25	o,57	3,37
2o 318	22,19	28,12	3,92	36,14	5,94	/	o,22	/	o,29	o,52	2,83
2o 319	2o,16	26,29	2,61	4o,o3	5,41	/	o,23	/	o,2o	o,54	3,99
2o 32o	23,97	26,45	3,3o	36,48	5,45	/	o,23	/	o,2o	o,4o	3,18
2o 321	27,27	25,69	2,87	36,13	3,57	/	i,12	/	o,1o	o,31	2,54
2o 322	23,63	27,52	2,48	36,o5	5,1o	/	o,23	/	o,21	o,52	3,68
19 252	21,o1	31,36	4,o2	37,12	3,88	/	o,41	/	o,18	o,14	1,61
Patersdorfer Granit											
2o 323	27,61	17,41	12,62	3o,o5	8,74	/	o,9o	/	o,46	o,33	1,29
Granit von Sattelpeilnstein											
2o 3oo	23,89	25,81	4,o6	34,53	7,o9	/	o,49	/	o,35	o,45	2,95
2o 3o1	23,55	26,94	4,o7	32,34	7,65	/	o,29	/	o,31	o,66	3,92
2o 3o2	22,28	26,51	4,56	35,22	6,55	/	o,46	/	o,32	o,38	2,84
2o 3o3	22,7o	27,18	4,29	34,58	6,39	/	o,55	/	o,31	o,4o	3,19
2o 3o4	22,45	28,26	4,96	32,63	7,25	/	o,71	/	o,4o	o,45	2,58
2o 3o5	22,95	27,14	3,86	35,66	5,72	/	o,46	/	o,29	o,38	2,86
2o 3o6	23,12	27,36	3,73	34,85	6,75	/	o,91	/	o,35	o,5o	2,51

MESO-NORM

Probe Nr.	AB	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Granit von Sattelpeilnstein											
2o 3o7	24,99	25,66	5,85	3o,66	9,23	/	o,74	/	o,47	o,52	2,27
2o 3o8	23,46	24,29	5,75	31,93	1o,16	/	o,67	/	o,52	o,59	2,63
Diorite Regensburger Wald											
2o oo1	29,98	19,36	7,48	7,78	8,91	23,35	1,12	/	1,21	1,35	/
2o oo4 A	25,75	8,o2	16,6o	19,3o	24,82	/	o,86	/	1,49	2,24	1,o4
2o oo4 B	29,39	9,63	16,o1	16,66	24,o4	/	o,44	/	1,32	2,o1	o,1o
2o oo5 A	25,24	9,76	16,45	17,1o	25,36	/	o,97	/	1,42	2,31	o,55
2o oo5 B	28,o4	11,34	16,33	16,67	23,61	/	o,94	/	1,37	2,o5	o,32
2o oo6	29,98	11,o2	11,o6	21,23	21,98	/	o,32	/	1,22	1,84	1,4o
2o oo7 A	24,39	8,59	12,43	23,69	24,41	/	o,58	/	1,37	2,24	2,45
2o oo7 B	25,75	/	19,35	21,4o	26,45	o,65	o,52	/	1,41	1,89	1,42
2o oo8	23,o4	6,39	13,68	22,37	27,41	/	o,73	/	1,53	2,45	2,22
2o oo9	23,63	9,o3	15,29	2o,97	25,29	/	o,62	/	1,42	2,19	1,48
2o o11 A	24,99	11,o7	13,73	21,99	22,31	/	o,61	/	1,24	2,o8	1,64
2o o11 B	24,99	7,13	16,28	18,o1	28,28	/	o,86	/	1,55	2,64	1,16
2o o12 A	22,78	2,38	2o,oo	22,65	25,95	/	o,25	/	1,43	2,19	1,46
2o o12 B	17,79	o,28	26,58	2o,59	3o,86	/	o,39	/	1,57	2,67	o,1o
2o o12 C	22,36	o,67	22,42	2o,4o	27,88	/	o,61	/	1,49	2,5o	o,79
2o o13	27,87	9,92	16,3o	15,52	24,49	/	1,44	/	1,4o	2,38	o,64
Kristall-granit I											
19 o82	25,41	17,56	8,19	28,87	15,o3	/	o,46	/	o,77	o,8o	2,38

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Kristall-granit I											
19 083	24,56	20,46	7,66	30,42	12,10	/	0,55	/	0,61	0,64	2,23
19 091	26,26	23,51	8,45	27,14	8,73	/	1,94	/	0,66	0,71	1,39
19 092	24,56	22,46	7,70	25,77	12,62	/	1,03	/	0,62	1,16	2,58
19 767	26,26	22,33	7,13	28,11	11,08	/	0,55	/	0,62	0,83	2,08
19 768	26,26	23,46	7,20	27,42	11,17	/	0,41	/	0,60	0,80	1,74
19 769	26,26	20,76	9,02	26,10	13,57	/	1,03	/	0,78	1,04	1,98
19 770	25,41	19,75	8,53	26,46	13,35	/	0,88	/	0,77	1,04	2,35
19 771	26,26	21,40	9,94	23,62	13,74	/	0,33	/	0,69	0,71	1,34
19 774	27,10	22,94	9,01	24,55	12,02	/	0,71	/	0,67	0,68	1,40
19 775	26,26	25,29	9,28	25,24	9,07	/	0,88	/	0,54	0,59	1,37
19 791	23,72	30,61	6,61	30,87	4,11	/	1,39	/	0,38	0,35	1,06
19 792	24,56	30,77	6,52	30,76	3,89	/	1,25	/	0,37	0,33	0,97
19 794	22,87	25,26	5,63	34,82	8,32	/	0,45	/	0,46	0,47	1,97
Kristall-granit II											
19 220	24,05	24,91	6,18	32,63	7,47	/	0,61	/	0,38	0,40	2,46
19 225 A	34,47	21,62	6,58	26,05	8,06	/	0,57	/	0,45	0,47	0,70
19 225 B	28,80	25,24	4,30	32,16	4,74	/	0,59	/	0,26	0,47	2,41
19 228	22,87	27,82	6,94	31,97	5,06	/	1,19	/	0,42	0,31	2,16
19 229 A	28,12	26,93	6,32	29,65	5,09	/	1,17	/	0,36	0,26	0,88
19 229 B	22,39	26,93	5,65	33,06	4,83	/	1,03	/	0,31	0,31	2,28
19 230	30,83	24,96	4,48	30,77	5,26	/	0,64	/	0,27	0,42	1,78
19 232	26,60	23,43	6,31	31,54	8,26	/	0,67	/	0,43	0,42	1,53
19 233	26,17	25,64	5,48	32,38	6,44	/	0,61	/	0,33	0,33	1,86

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Kristall-granit II											
19 234	26,77	26,79	3,8o	33,37	3,66	/	o,99	/	o,24	o,4o	2,79
Kl.-bis mittel-körniger Granit											
2o o14	26,43	31,88	1,41	35,87	2,56	/	o,16	/	o,o6	o,26	1,25
2o o15	28,46	26,16	1,22	37,44	2,2o	/	o,77	/	o,o9	o,4o	3,o3
2o o16	27,78	26,38	4,23	3o,93	6,97	/	o,61	/	o,38	o,42	1,94
2o o17	29,22	3o,19	1,48	32,4o	2,46	/	o,73	/	o,16	o,45	2,37
2o o18	27,78	25,98	2,55	33,88	5,45	/	o,55	/	o,28	o,57	2,7o
2o o19	28,29	26,62	1,73	33,86	5,18	/	o,23	/	o,21	o,52	2,93
2o o2o A	23,63	39,76	o,12	32,79	1,25	/	o,o4	/	o,o2	o,33	1,99
2o o2o B	28,21	27,19	2,46	35,17	2,86	/	o,81	/	o,14	o,33	2,19
2o o21	28,54	27,36	1,62	32,45	4,49	/	1,12	/	o,25	o,61	3,17
2o o22	26,34	29,o7	3,37	33,15	3,88	/	o,99	/	o,27	o,38	2,51
2o o23	28,21	27,92	3,14	31,9o	5,o4	/	o,71	/	o,27	o,42	2,36
2o o24 A	27,44	28,33	1,o8	34,22	4,42	/	o,39	/	o,21	o,68	3,o6
2o o24 B	28,29	27,44	1,39	34,26	3,98	/	o,65	/	o,14	o,59	3,13
2o o25	3o,92	27,11	o,91	37,13	2,43	/	1,o6	/	o,12	o,19	o,88
2o o26	29,o5	27,57	1,47	33,32	3,84	/	o,49	/	o,15	o,61	3,o1
2o o27	29,65	25,62	1,12	36,18	3,o8	/	o,16	/	o,o9	o,47	2,82
2o o28	29,14	26,68	o,91	37,15	1,92	/	o,o1	/	o,1o	o,5o	3,41
2o o29	28,54	27,44	1,o1	34,3o	3,23	/	o,62	/	o,14	o,64	3,34
2o o3o	25,92	26,93	2,78	33,18	6,44	/	o,84	/	o,3o	o,52	2,7o

MESO-NORM

Probe Nr.	Ab	Or	An	Qz	Bi	Hb	Mt	Hm	Il	Ap	C
Granitporphyr											
2o 669	24,14	3o,22	2,98	33,87	3,39	/	1,35	/	o,24	o,28	2,87
2o 67o	25,75	29,19	2,52	33,2o	4,2o	/	1,o3	/	o,23	o,38	2,94
2o 671	21,o9	29,1o	1,43	39,o6	2,96	/	1,o2	/	o,12	o,31	4,35
2o 672	21,94	28,72	4,27	35,o7	4,76	/	1,55	/	o,29	o,21	3,17
2o 673	24,65	27,62	2,7o	36,84	2,92	/	1,12	/	o,18	o,26	3,17
2o 674	29,56	28,49	2,68	32,o9	2,57	/	1,45	/	o,22	o,21	2,18
2o 675 A	19,14	28,88	3,89	38,91	4,1o	/	1,33	/	o,23	o,19	3,4o
2o 675 B	3o,15	27,8o	1,53	31,27	2,13	/	1,2o	/	o,o4	o,38	1,59
2o 676 A	25,75	28,o5	3,53	33,47	4,94	/	o,49	/	o,2o	o,28	3,o2
2o 676 B	3o,66	27,97	3,35	3o,76	3,54	/	o,81	/	o,21	o,26	1,99
2o 677	24,39	27,59	5,46	34,2o	5,52	/	o,77	/	o,24	o,14	1,9o
2o 678 A	23,12	3o,4o	2,45	35,67	3,o5	/	/	1,o5	o,19	o,19	3,65
2o 678 B	25,16	3o,28	2,76	32,83	3,39	/	1,oo	/	o,2o	o,4o	3,66
2o 679	26,26	3o,14	1,94	33,39	1,75	/	1,74	/	o,23	o,28	3,68
2o 68o	22,95	27,59	3,12	35,93	4,7o	/	o,48	/	o,2o	o,45	3,94
2o 681	3o,o7	26,13	2,32	36,24	1,95	/	/	1,23	o,11	o,o9	1,46
2o 682	22,7o	28,71	7,28	29,o7	7,8o	/	1,52	/	o,42	o,31	2,42

L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

BATEMAN, P.C., CAPPELL B.W. (1979): Crystallization, fractionation and Solidification of the Tuolumne Intrusive Series, Yosemite National Park. Geol.Soc. Am.Bull 90: 465-482.

BEHR, H.J. (1978: Subfluenzprozesse im Grundgebrigs-Stockwerk Mitteleuropas. Z.dt.geol.Ges.129, S. 283-318.

BLÜMEL,P., SCHREYER, W. (1976): Progressive regional Low-Pressure Methamorphism in Moldanubian Metapelites of the Northern Bavarian Forest, Germany. Krystalinikum 12, S.7-30.

BÜSCH,W. (1966): Petrographie und Abfolge der Granitisation im Schwarzwald. N. Jb. Mineral.Abhandl., 104, S. 190-258.

BURRET, C.F. (1972): Plate tectonics and the Hercynian orogeny. Nature 239, S. 155-157.

CARMICHEL, J.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J., (1974): Igneous Petrology. Mc Craw-Hill International Series in the Earth and planetary Sciences. McCraw-Hill Book Company, 739 S..

CETIN, B. (1979): Geochem. und petrogr. Untersuchungen an klein- bis mittelkörnigen Graniten des Regensburger Waldes. Diplomarbeit Universität München.

CLOOS, H., (1923): Kurze Beiträge z. Tektonik d. Magmas: 1. Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. 2. Die Batholiten d. Bayer. Waldes und der Pfahl.-- Geolog. Rundschau 14, S. 7-20

CLOOS, H., BALK, E., CLOOS, E., SCHOLZ, H., (1927): Die Plutone des Passauer Waldes. Ihr Bau und Werdegang und ihre innere Tektonik.-- Moogr. zur Geol.u.Paläont SerII, H.3, Berlin 1927.

COGNE, J. (1972): Le Briovérien et le cycle orogénique cadomiens dans le cadre des orogénes fini-précambriens.-- Coll. Int. C.R.N.S., Paris 192, S.193-218.

DIDIER,J. (1973): Granites and their Enclaves.-- Elsevier Scientific Publ., Amsterdam.

DOLLINGER, W. (1961): Geologisch-petrographische Untersuchung im Südteil des Gradabteilungsblattes Waldkirchen.-- Diplomarbeit Universität München.

DÜRR, St. (1958) Geol.-petr. Untersuchungen im Ostteil d. Gradabt. Bl. Lalling im Bayerischen Wald.-- Geol.Diplomarbeit Universität München.

EIGENFELD, F., SCHWAB, M., (1974): Zur geotektonischen Stellung des pemosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa.-- Z.geol.Wiss.2, S.115-137.

EMMERMANN, R. (1977): A Petrogenetic Modell for the Origin and Evolution of the Hercynian Granite series of the Schwarzwald.-- N.Jb.Miner.Abh.128, 3, S.219-253.

FARZANEH, A. (1979): Analytik, Verteilung und Verhalten des Fluors am Beispiel ausgewählter Gesteine und Minerale aus Ostbayern.-- Diss. Universität München.

FISCHER, G. (1959): Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes.-- J.Ber.Mitt.Oberr.Geol.Ver. 41, S. 1-22.

FISCHER, G. (1965): Uber die modale Zusammensetzung der Eruptiva im ostbayerischen Kristallin.-- Geol.Bavarica 55, S. 7-23.

FISCHER, G., (1968): Uber das Moldanubikum der Bayer. Oberpfalz und des Bayer. Waldes.-- Aufschluß S. 27-111, (Sonderheft Exkursionsführer).

FOURCADE, S., ALLEGRE, C.J., (1981): Trace Elements Behavior in Granite Genesis: A Case Study. The Calc-Alkaline Plutonic Association from the Querigut Complex (Pyrénées, France).-- Contrib.Mineral.Petrol. 76, S. 177-195.

GÜMBEL, C.W. (1868): Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges.-- Gotha 1868.

HALL, A., (1973): Geothermal Control of Granite Compositions in the Variscan Orogenic Belt.-- Nature Physical Science Vol. 242, April 2., 1973.

HERRMANN, A.G., WEDEPOHL, K.H., (1970): Untersuchungen an spilitischen Gesteinen der varistischen Geosynklinale in Nordwestdeutschland.-- Contr.Miner.Petrol., 29, S. 255-274.

HOTH, K., HIRSCHMANN, G. (1970): Das Jungpräkambrium im Bereich der Varistiziden und Kaledoniden West- und Nordeuropas und seine Beziehungen zu den paläozoischen Entwicklungsetappen.-- Ber.dt.Geol.Wiss.,A, Geol. Paläont. 15, S. 379-424.

KNABE, W. (1976): Anatexis von Quarz-Plagioklas-Biotit-Metamorphiten.-- Geol.Jb. 89, S. 1-32.

KÖHLER,H., MÜLLER-SOHNIUS, D., (1975): Rb-Sr-Altersbestimmung als Beitrag zur Klärung des Kristallgranit I.-- Fortschritte Mineral.Bd.1, S. 39.

KÖHLER, H. (1981): Rb-Sr-Altersbestimmungen u.Sr-Isotopen-Systematik an Gesteinen des Regensburger Waldes.-- Habilitationsarbeit Universität München.

KRAFT, W. (1981): Geochemische und petrographische Untersuchungen am Kristallgranit II des Regensburger Waldes.-- Diplomarbeit Universität München.

KREBS, W., WACHENDORF, H. (1973): Protoerozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.-- Geol.Soc.Amer.Bull. 84, S 2611-2630.

KREBS, W. (1974): Faltungskerne im Mitteleuropäischen Grundgebirge - Abbilder eines orogenen Diapirismus.-- N.Jb.Geol.Paläont.Abh. 147, S. 30-60.

KREBS, W. (1976): Franz-Kossmat-Symposion.-- Deutsche Akademie der Naturforscher Leopoldina, Halle (Saale), S. 23-36.

LANGMUIR, Ch.H., VOCKE, R.D., HANSON, G.N., HART, S.R., (1978) A General Mixing Equation with Applicasion to Icelandic Basalts.-- Earth and Planetary Science Letters, 37, S. 380-392.

LAURENT, R. (1972): The Hecinides of south Europe, a Model.-- XXIV intern.geol.Congr., Rept.3, S. 363-370.

LIST, F.K. (1958): Geol.-petr. Untersuchungen im Westteil des Gradabt. Bl.Lalling.-- Geolog.Diplomarbeit Universität München.

MASAK, M., ZOUBEK, V., (1960): Aera of the Variscian intramontane block, in: Tectonic Developement of Czechoslovaia? Edited by V. Zoubek, S. 25-51.

MADEL, J. (1968): Magmat. Entwicklung der Massivgranite der nördlichen Oberpfalz.-- Dissertationsarbeit Universität München.

MIELKE, P., WINKLER, H.G.F., (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine.-- N.Jb. Miner. Mh. 10, S. 471-480.

MÜLLER-SOHNIUS, D., PROPACH, G., KOHLER, H., (1976): Gleichzeitige Intrusion von Bärhalde- und Schluchseegranit.- N.Jb. Miner. Abh. 127, 2, S. 174-186.

NICHOLLS, J.A., LORENZ, V., (1973): Origin and Crystallisation history of permian Tholeiites from the Saar-Nahe-through, SW-Germany.-- Contr.Mineral.Petrol. 40, S. 327-344.

NICOLAS, A. (1972): Was the Hercynian orogenic belt of Europe of the Andean Type?-- Nature 236, S. 221-223.

OLBRICH, M. (1978): Geochemie und Petrographie von dioritischen Gesteinen des Regensburger Waldes.-- Diplomarbeit Universität München.

PITCHER, W.S. (1978): The Nature, Ascent and Emplacement of granitic Magmas.-- J.geol.Soc.London, Vol. 136, S. 627-662.

PRESNALL, D.C., BATEMAN, P.C., (1973): Fusion Relations in the System $NaAlSi_3O_8$-$CaAl_2Si_2O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O and Generation of Granitic Magmas in the Sierra Nevada Batholith.-- Geol.Society o.Am.Bull, 84, S. 3181-3202.

PROPACH, G. (1977): Varixcan Granitisation in the Regensburger Wald, West Germany.-- N.Jb.Miner.Mh. 3, S. 97-111.

PROPACH, G. (1978): Granitisation by mixing of crustal rocks and subduction-derived magma.-- N.Jb.Miner.Mh. 12, S. 537-549.

PROPACH, G. (1982): Tschermaks Min. Petr. Mitt., 30, S.117-128.

RYGOL, W., (1980): Geochemie und Petrographie der Granitporphyre des westlichen Regensburger Waldes.-- Diplomarbeit Universität München.

SCHOLZ, H. (1927): Das Saldenburger Granitmassiv und seine Umgebung.-- in CLOOS (1927).

SCHREYER,W., (1957):Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes.-Geol.Rundschau 46, S. 306-317, Stuttgart 1957.

Schreyer,W., (1955): Erl.z.geol.K. von Vilshofen N.b.m.bes. Berücksichtigung der jüngeren Granite einschliesslich des Neustifter Granitmassivs.-- Diplomarbeit Universität München.

SCHREYER, W., (1967): Das Grundgebirge in der Umgebung von Deggendorf an der Donau: in TROLL, G., (1967): Führer zu geologisch- petrographischen Exkursionen im Bayer. Wald. Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil.-- Geologica Bavarica Nr. 58, München 1967.

SUESS, F.E. (1903): Bau und Bild der Böhmischen Masse. Wien 1903.-

TROLL, G. (1964): Das Intrusivgebiet von Fürstenstein (Bayerischer Wald).-- Geol. Bavarica 52.

TROLL, G. (1967): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald, Teil I: Aufschlüsse im Mittel- und Ostteil.-- Geol. Bavarica 58.

THORNTON, C.P., TUTTLE, O.F., (1960): Chemistry of igneous rocks.-- Amm.J.Sci., 258, S. 664-684.

WHITE, A.J.R., CHAPPELL, B.W., (1977) Ultrametamorphism and Granitoid Genesis.-- Tectonophysics, 43, S. 7-22.

WINKLER, H.G.F., BREITBART, R., (1978): New aspects of granitic magmas.-- N.Jb.Mineral.Mh., S.463-480.

WINKLER, H,G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 5th Edition, Springer Verlag New York, Heidelberg, Berlin.

WINTER, GRAUBERT, (1963): Diplomarbeit Universität München.

ZWART, H.J. (1967): The duality of orogenic belts.-- Geol. en Mijnbouw 46, S. 283-309.

LEBENSLAUF

13.07.1950	geboren in Leoben/Österreich als Sohn der Eheleute Alfred und Waltraut Olbrich
1954	Umzug nach Immenstadt/Allgäu B.R.D.
1956 - 1960	Besuch der Volksschule Immenstadt
1960	Umzug nach Füssen/Allgäu
1960 - 1966	Besuch der Oberrealschule Füssen
1966 - 1971	Besuch des Gymnasium Hohenschwangau
Okt. 1971	Beginn des Studiums der Mineralogie an Techn. Universität Clausthal-Zellerfeld
1974	Vordiplom
1974 -1975	Unterbrechung des Studiums aus gesundheitlichen Gründen
1975 - 1976	Fortsetzung des Studiums an der Universität Heidelberg
1976	Wechsel an die L.M.Universität München
1978	Beendigung des Studiums mit Erlangung des Diploms im Fach Mineralogie
1979 - 1982	Tätigkeit als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München
Heirat	1978, Hildegard Olbrich, geb. Gardel

LITERATURE